

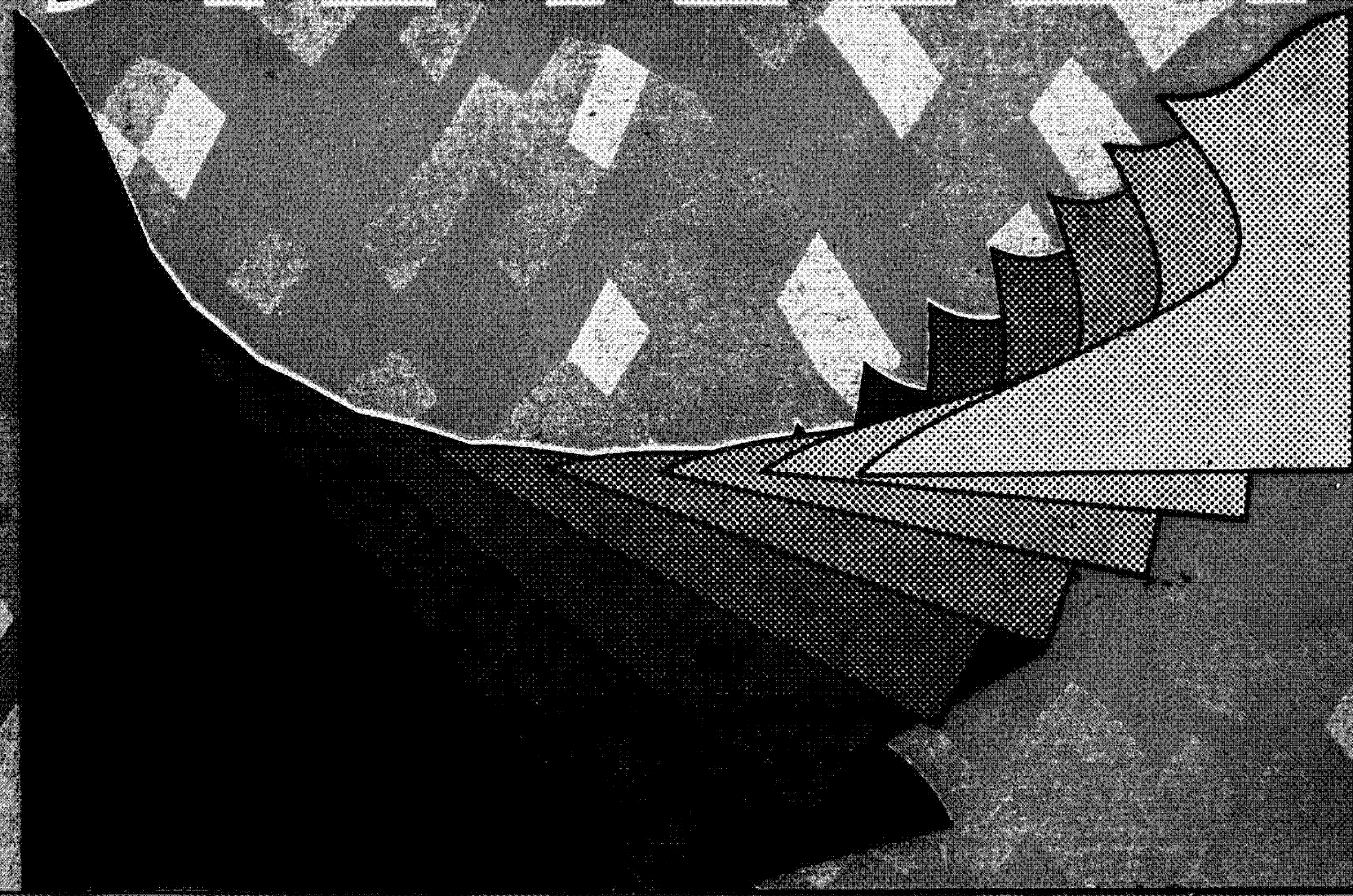
В.П. Палиенко

Новейшая ГЕОДИНАМИКА

и ее

отражение
в рельефе

УКРАИНЫ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

В.П. Палиенко

**Новейшая
геодинамика
и ее
отражение
в рельефе
Украины**

Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины/Палиснко В. П.; Отв. ред. Маринич А. М.; АН Украины. Институт географии. — Киев: Наук. думка, 1992. — 116 с. — ISBN 5-12-002889-6

В монографии обобщены результаты неотектонических и морфоструктурных исследований, проведенных на территории Украины и сопредельных территориях. На основе изучения доминантных геоморфологических комплексов, формирующихся в определенных эндодинамических условиях, установлена зональность в проявлении дифференцированных рельефообразующих движений земной коры. С учетом количественных показателей суммарных амплитуд, скоростей градиентов скоростей рельефообразующих движений земной коры проведено морфоструктурно-неотектоническое районирование территории, поэтапный морфоструктурно-неотектонический анализ, исследованы геодинамические связи сопряженных морфоструктур и эволюционные ряды морфоструктур разных генетических типов, обоснованы геоморфологические критерии корреляции эндодинамических обстановок и др. Рассмотрены прикладные аспекты использования неотектонических и геоморфологических данных.

Для специалистов, занимающихся проблемами геоморфологии, неотектоники, геодинамики, а также студентов географических и геологических специальностей.

В монографії узагальнено результати неотектонічних і морфоструктурних досліджень, проведених на території України та суміжних територіях. На основі вивчення домінуючих геоморфологічних комплексів, що формуються в певних ендодинамічних умовах, встановлено зональність прояви диференційованих рельєфоутворюючих рухів земної кори. З урахуванням кількісних показників сумарних амплітуд, швидкостей і градієнтів швидкостей рельєфоутворюючих рухів земної кори проведено морфоструктурне і неотектонічне районування території, поетапний морфоструктурно-неотектонічний аналіз, досліджено геодинамічні зв'язки взаємопов'язаних морфоструктур і еволюційні ряди морфоструктур різних генетичних типів, обґрунтовано геоморфологічні критерії кореляції ендодинамічних ситуацій та ін. Розглянуто прикладні аспекти використання неотектонічних і геоморфологічних даних.

Для спеціалістів, що опрацьовують проблеми геоморфології, неотектоники, геодинаміки, а також студентів географічних і геологічних спеціальностей.

Утверждено к печати ученым советом Института географии АН Украины

Ответственный редактор А. М. Маринич

Все права принадлежат издательству «Наукова думка». Любое использование этого издания или его элементов (фрагментов), как то копирование, тиражирование, распространение и т.п., возможно только при наличии письменной договоренности с издателем.

Адрес издательства «Наукова думка»: Украина, 252601, Киев 4, ул. Терещенковская, 3.

All rights reserved. No part of this issue may be reproduced by any mechanical, photographic or electronic process or in the form of a phonographic recording, nor may it be stored in a retrieval system, transmitted or otherwise copied for public or private use without written permission of the Naukova Dumka Publishers.

Address of the Publishers: Ukraine, 252601, Kiev 4, Tereshchenkovskaya St., 3.

П 1805040100—436 341—92
221—92

ISBN 5-12-002889-6

© В. П. Палиснко, 1992

ПРЕДИСЛОВИЕ

В процессе научных поисков по проблеме исследования закономерностей рельефообразования определилось несколько главных направлений, включающих в себя исследование внутренних источников, движущих сил и механизмов геоморфогенеза, соотношений между рельефом и тектонической структурой, пространственных закономерностей динамики экзогенных и эндогенных рельефообразующих процессов, этапности их геоморфогенеза и эволюции. Оценка каждого из рельефообразующих факторов в отдельности и интегральная оценка их взаимодействия на всех этапах формирования рельефа осуществляется исходя из закона взаимодействия рельефообразующих сил, выражающегося в постоянном обмене энергией и веществом между стимулирующими их процессами, в противоречивом характере и стремлении каждой из этих сил уничтожить результат действия другой.

Автором предпринята попытка исследовать эволюционные условия геоморфогенеза на примере проявившихся на территории Украины неотектонических движений земной коры, характеризующихся чрезвычайно большим разнообразием новейших рельефообразующих эндогенных режимов и обстановок.

Многообразие форм влияния дифференцированных неотектонических движений земной коры на геоморфогенез, сложный и неоднозначный характер геодинамического взаимодействия морфоструктур разных рангов и типов позволяют рассматривать территорию Украины как модель для постановки и решения некоторых общих задач динамической геоморфологии.

Из конкретных вопросов, рассматриваемых в настоящей работе, наиболее важными являются следующие: обоснование рациональных методов исследования эволюционных условий геоморфогенеза, типизация неотектонических рельефообразующих режимов и обстановок, изучение пространственно-временных закономерностей эволюции и геоморфогенеза на неотектоническом этапе, исследование эволюции и геодинамических взаимосвязей морфоструктур и др.

В основу работы положены результаты многолетних структурно-геоморфологических и неотектонических исследований, проводившихся автором в разных районах Украины. Кроме того, использованы данные, полученные при дешифрировании разномасштабных космических снимков и аэрофотоснимков, изучении бурового материала, морфометрических построениях и лабораторном исследовании рельефообразующих отложений, обобщены имеющиеся обширные литературные и картографические материалы.

При написании монографии автору помогли советами и критическими замечаниями О. М. Адамчик, Г. М. Билиник, М. Ф. Веклич, В. И. Галицкий, С. К. Горелов, Ю. П. Селиверстов и другие исследователи.

Исследование новейшей эволюции и геоморфогенеза на территории Украины начато автором под руководством И. Л. Соколовского, которому она искренне благодарна.

Автор благодарит всех коллегам, способствовавшим созданию этой работы.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭНДОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГЕОМОРФОГЕНЕЗА

Познание механизмов формирования рельефа, интегрально отражающего сложное взаимодействие различных природных процессов, происходящих в литосфере Земли, на ее контакте с атмосферой, гидросферой, биосферой и в совокупности определяющих направленность геоморфогенеза является одной из актуальных задач современной геоморфологии.

В ходе развернувшейся в настоящее время дискуссии о теоретических проблемах и путях развития геоморфологии подчеркивается важное значение динамических подходов [49, 50, 51, 56, 66, 101, 102, 111, 125, 131, 132, 153, 156, 190, 191, 194, 195, 197 и др.] как в отраслевых геоморфологических исследованиях, так и в региональном геоморфологическом анализе, в том числе в необходимости обоснования прогнозных геоморфологических моделей с целью решения различных прикладных (поисковых, инженерных, экологических) задач. Свидетельством тому служит расширение традиционной геоморфологической триады — морфологии, генезиса, возраста рельефа, обусловленного динамикой рельефообразующих процессов [156], что, по мнению автора, достаточно полно отражает объективную необходимость современной геоморфологии.

Проблема динамической интерпретации рельефа рассматривается преимущественно в двух аспектах — морфологическом (элементаризация земной поверхности, формализация и систематика элементов, межэлементных связей и т. д.) и процессном (оценка рельефообразующей роли элементарных процессов и их совокупностей) [99, 153 и др.].

Признавая важную роль морфологического анализа в познании рельефа, а также необходимость расширения системного подхода и формализацию геоморфологических признаков земной поверхности, нельзя не учитывать то, что ослабление внимания к историко-временным и генетическим аспектам в геоморфологических исследованиях чревато потерей важной динамической информации, особенно когда рассматриваются не только элементарные геоморфологические объекты, но и их сочетания (типы, категории) на разных уровнях организации рельефа даже в рамках одного временного «среза», а тем более, когда речь идет о временных интервалах различной длительности и датности.

Динамическая интерпретация морфологических параметров рельефа [99] наиболее объективна при условии наследования рельефообразующих обстановок. При существенном изменении режима проявления эндогенных и экзогенных процессов (каждого в отдельности или в совокупности) в рельефе запечатлена информация лишь о динамике рельефообразующих процессов в последней стадии его развития либо содержатся информативные «следы» о сменявшихся предшествующих этапах, не уничтоженные в ходе активного преобразования рельефа.

Процессный аспект исследования геоморфогенеза сопряжен с необходимостью оценки вклада каждого из рельефообразующих факторов или их групп — природных (эндогенных и экзогенных) и антропогенных — в формирование рельефа и изучение их взаимодействия. Предусматривается исследование современных и древних экзогенных и эндогенных рельефообразующих процессов природно-антропогенных и антропогенных процессов.

Изучение закономерностей геоморфогенеза объективно осуществляется в процессе системно-геоморфологического исследования взаимодействия главных рельефообразующих сил, тектоно-геоморфологического моделирования

эволюционно-геоморфологических построений. При этом основные задачи заключаются в выявлении внутренних источников, движущих сил и механизмов геоморфогенеза, изучении вариантов соотношения рельефа и тектонической структуры, сопряженном анализе пространственных и временных вариаций экзогенных и эндогенных процессов, а также в исследовании эволюции рельефа на основе представлений о тектонической, климатической, космической цикличности, приводящей к неповторимости условий геоморфогенеза в рамках основных этапов рельефообразования.

Системно-геоморфологическое исследование геоморфогенеза предполагает выяснение функциональных связей при взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов. Тектоно-геоморфологическое моделирование с учетом морфоструктурного анализа, структурно-геоморфологического и неотектонического картографирования и др. предусматривает выяснение соотношения эндогенных и экзогенных процессов в формировании рельефа разных типов. Эволюционно-геоморфологическое направление призвано определить закономерности развития рельефа в условиях изменчивости режима эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.

Уровни разработанности указанных направлений различны, что вызывает необходимость широкого проведения корреляционного анализа эндогенных и экзогенных процессов и исследований периодичности рельефообразующих движений земной коры, а также создания классификации эндодинамических проявлений по их рельефообразующему значению, обоснования рациональной методики исследования эндодинамики в процессе рельефообразования. Помимо этого важное значение имеют разработка поэтапных морфоструктурно-геодинамических моделей и научная обоснованность прогноза динамического состояния геоморфосистем в условиях дифференцированной антропогенной нагрузки.

Существовавшие в течение новейшего времени различные эндогенные режимы и обстановки обусловили оформление ряда доминантных геоморфологических комплексов.

Под *доминантным геоморфологическим комплексом* понимается господствующий тип рельефа либо ассоциация господствующих типов рельефа, характеризующихся определенной направленностью рельефообразования — деструктивной, конструктивной, а значит, разрушением либо осадконакоплением рельефообразующих отложений в идентичных эндодинамических и экзодинамических условиях. Различные доминантные геоморфологические комплексы характеризуются определенными динамическими параметрами (скоростью, градиентами скоростей, амплитудами движений), а также морфологическими и морфометрическими показателями и морфогенетическими характеристиками [143].

Эндодинамические условия формирования доминантных геоморфологических комплексов определяются принадлежностью к определенному тектонотипу, режимом (обстановкой) рельефообразующих движений земной коры, повторяемостью идентичных эндогенных рельефообразующих режимов и обстановок, амплитудой и скоростью рельефообразующих движений. Экзодинамические условия — принадлежностью к определенной морфо-климатической зоне, типом экзогенного процесса, скоростью и масштабом проявления экзогенных процессов. Совокупный анализ этих условий показывает, что динамические, морфогенетические, морфометрические характеристики рельефа, формирующегося в различных эндодинамических режимах и обстановках, отражают большое разнообразие связей в системе *эндодинамика — экзодинамика — рельеф*, выражающееся в большом разнообразии доминантных геоморфологических комплексов.

В соответствии с преобладающим генетическим типом рельефа преимущественно в рамках морфоструктур относительно небольшого размера или с совокупностью разных генетических типов рельефа в границах крупных морфоструктур (геотектур) выделяются *моногенные и полигенные доминантные геоморфологические комплексы*.

Эндодинамическая интерпретация доминантных геоморфологических

эволюционно-геоморфологических построений. При этом основные задачи заключаются в выявлении внутренних источников, движущих сил и механизмов геоморфогенеза, изучении вариантов соотношения рельефа и тектонической структуры, сопряженном анализе пространственных и временных вариаций экзогенных и эндогенных процессов, а также в исследовании эволюции рельефа на основе представлений о тектонической, климатической, космической цикличности, приводящей к неповторимости условий геоморфогенеза в рамках основных этапов рельефообразования.

Системно-геоморфологическое исследование геоморфогенеза предполагает выяснение функциональных связей при взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов. Тектоно-геоморфологическое моделирование с учетом морфоструктурного анализа, структурно-геоморфологического и неотектонического картографирования и др. предусматривает выяснение соотношения эндогенных и экзогенных процессов в формировании рельефа разных типов. Эволюционно-геоморфологическое направление призвано определить закономерности развития рельефа в условиях изменчивости режима эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.

Уровни разработанности указанных направлений различны, что вызывает необходимость широкого проведения корреляционного анализа эндогенных и экзогенных процессов и исследований периодичности рельефообразующих движений земной коры, а также создания классификации эндодинамических проявлений по их рельефообразующему значению, обоснования рациональной методики исследования эндодинамики в процессе рельефообразования. Помимо этого важное значение имеют разработка поэтапных морфоструктурно-геодинамических моделей и научная обоснованность прогноза динамического состояния геоморфосистем в условиях дифференцированной антропогенной нагрузки.

Существовавшие в течение новейшего времени различные эндогенные режимы и обстановки обусловили оформление ряда доминантных геоморфологических комплексов.

Под *доминантным геоморфологическим комплексом* понимается господствующий тип рельефа либо ассоциация господствующих типов рельефа, характеризующихся определенной направленностью рельефообразования — деструктивной, конструктивной, а значит, разрушением либо осадконакоплением рельефообразующих отложений в идентичных эндодинамических и экзодинамических условиях. Различные доминантные геоморфологические комплексы характеризуются определенными динамическими параметрами (скоростью, градиентами скоростей, амплитудами движений), а также морфологическими и морфометрическими показателями и морфогенетическими характеристиками [143].

Эндодинамические условия формирования доминантных геоморфологических комплексов определяются принадлежностью к определенному тектонотипу, режимом (обстановкой) рельефообразующих движений земной коры, повторяемостью идентичных эндогенных рельефообразующих режимов и обстановок, амплитудой и скоростью рельефообразующих движений. Экзодинамические условия — принадлежностью к определенной морфо-климатической зоне, типом экзогенного процесса, скоростью и масштабом проявления экзогенных процессов. Совокупный анализ этих условий показывает, что динамические, морфогенетические, морфометрические характеристики рельефа, формирующегося в различных эндодинамических режимах и обстановках, отражают большое разнообразие связей в системе эндодинамика — экзодинамика — рельеф, выражающееся в большом разнообразии доминантных геоморфологических комплексов.

В соответствии с преобладающим генетическим типом рельефа преимущественно в рамках морфоструктур относительно небольшого размера или с совокупностью разных генетических типов рельефа в границах крупных морфоструктур (геотектур) выделяются *моногенные* и *полигенные* доминантные геоморфологические комплексы.

Эндодинамическая интерпретация доминантных геоморфологических

комплексов сопряжена с необходимостью выделения базовых (исходных) и эпигенетических (наложенных) геоморфологических комплексов. Важное значение при выявлении геоморфологических критериев исходных эндодинамических обстановок в областях проявления знакопеременных тектонических движений имеет оценка степени преобразования индивидуальных черт базовых доминантных геоморфологических комплексов эпигенетическими процессами, а также скорости оформления новообразованных (эпигенетических) доминантных геоморфологических комплексов.

Доминантные геоморфологические комплексы образуют латеральные и вертикальные ряды, позволяющие оценить эндодинамику морфоструктур в пространстве и во времени, определить их динамическое состояние по сумме направленных изменений рельефа и прогнозировать развитие с учетом тенденций изменения динамики эндогенных и экзогенных процессов [143].

Латеральный ряд геоморфологических комплексов, как правило, отражает пространственную смену и сопряженность рельефообразующих тектонических режимов и обстановок в пределах разных морфоструктур в рамках единого геоморфологического этапа либо определенного временного интервала более высокого ранга.

Вертикальный ряд доминантных геоморфологических комплексов отражает смену рельефообразующих эндодинамических режимов и обстановок во времени в границах морфоструктур разных рангов. Длиннопериодические этапы геоморфогенеза сопряжены с коренными генетическими его перестройками, связанными прежде всего с изменениями режима или направленности рельефообразующих движений земной коры либо с существенными изменениями в наборе экзогенных процессов, а также в их скоростях. Короткопериодические этапы геоморфогенеза чаще всего сопряжены со сменой скоростей рельефообразующих движений земной коры и экзогенных процессов, а также относительно малозначительными генетическими изменениями в геоморфогенезе.

Использование в качестве сопоставляемых объектов доминантных геоморфологических комплексов, охарактеризованных рядом показателей, раскрывает перспективы для более глубокого познания взаимосвязей в системе *структура — динамика — рельеф* и расшифровки пространственно-временных (эволюционных) закономерностей формирования рельефа.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Орогидрография. Большая часть территории Украины располагается в юго-западной части Восточно-Европейской равнины, окаймляемой на западе и юге горными системами Восточных Карпат и Крымских гор. Абсолютные высоты равнин изменяются от 0 до 515 м. Наиболее низкое гипсометрическое положение занимает Причерноморская низменность (менее 100 м), наиболее высокое — Подольская и Донецкая возвышенности (300 — 515 м). Промежуточные гипсометрические ступени образуют Волынская, Приднепровская, Приазовская и отроги Среднерусской возвышенности (200 — 300 м), а также Левобережная (Приднепровская) и Полесская низменности (100 — 200 м). Характерная разная ориентировка осевых линий главнейших орографических элементов: практически под прямыми углами счленяются оси Приазовской, Донецкой возвышенностей и Левобережной низменности, субпараллельно располагаются осевые линии Волынской возвышенности и Полесской низменности, Левобережной низменности и Среднерусской возвышенности, Подольской возвышенности и Восточных Карпат, что соответствует ориентировке осей наиболее крупных структурных единиц.

Восточные Карпаты — средневысотные горы с абсолютными высотами 600 — 2061 м, характеризуются четко выраженной продольной орографической зональностью, наличием нескольких гипсометрических ступеней на северо-восточном и юго-западном макросклонах.

Крымские горы представляют собой асимметричное средневысотное горное сооружение с абсолютными высотами 600 — 1500 м.

Большинство рек Украины относится к бассейну Черного моря.

Долины рек Днепр, Днестр, Северский Донец, Прут, Южный Буг располагаются в зонах сочленения крупных морфоструктур. В зависимости от геологического строения субстрата, неотектонических условий, гидрологического режима план и плотность гидросети, глубина вреза и морфология речных долин существенно изменяются в пространстве.

Рельефообразующие отложения. В строении современного рельефа принимают участие, главным образом, кайнозойские отложения платформенного и орогенического структурных комплексов, хотя в районах длительного проявления денудации рельефообразующее значение имеют выходящие выше базиса денудации и более древние образования: на Украинском щите (УЩ) — девонские, палеозойские и мезозойские, в Донецком складчатом сооружении — палеозойские, в Горном Крыму — мезозойские, в Восточных Карпатах — палеозойские и мезозойские. Рельефообразующие отложения кайнозоя имеют важное значение для выполнения неотектонических построений, поскольку к ним приурочены реперные горизонты и геоморфологические уровни, используемые при расчете количественных показателей неотектонической активности. В связи с этим следует обратить внимание на дискуссионность стратиграфического положения таких образований, как харьковская серия (обуховская и межгорская свиты), понтический ярус и некоторых других.

Палеогеновые отложения залегают выше базиса денудации в Восточных Карпатах, в Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) и в зоне ее сочленения с УЩ, на юго-западном склоне Воронежской антеклизы и окраинах Донецкого складчатого сооружения.

Широко распространенные разновозрастные гетерогенные неогеновые отложения имеют определяющее значение в рельефообразовании на западном

в южном склоне УЩ и в Причерноморской впадине. Мощности этих отложений изменяются от 20 до 750 м: в границах УЩ они составляют 0 — 60 м, в ДДВ — 20 — 80 м, в пределах Воляно-Подольи и Причерноморской впадины — 20 — 750 м. Максимальные мощности отмечаются в зонах сочленения крупных региональных структур: Восточно-Европейской платформы и Предкарпатского прогиба — до 600 — 750 м, Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты — до 500 м, Скифской плиты и Индольского прогиба — до 600 м.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения антропогена играют важную роль в рельефе северо-западной части Предкарпатского прогиба, центральной и северной части УЩ и в ДДВ; аллювиальные — в Предкарпатском и Закарпатском прогибах, в ДДВ, на склонах Воронежской антеклизы. Субаэральные лесовые отложения принимают участие в строении рельефа междуречных пространств в последниковой области. Ограничена роль морских, озерных, биогенных и эоловых отложений разного возраста. В платформенной части территории мощности антропогенных отложений не превышает 100 м: на УЩ 20 — 40 м, на его западном склоне 20 — 50 м, южном — 25 — 30, северо-восточном — 20 — 60 м, в ДДВ — до 80 м, в Причерноморской впадине — 25 — 60 м, в западном сегменте Скифской плиты 60 — 70, центральном — 10 — 100 м. В Закарпатском и Индоло-Кубанском предгорных прогибах отмечается существенное увеличение мощностей антропогенных отложений до 350 м; в Предкарпатском прогибе они составляют 10 — 50 м.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Территория Украины охватывает часть Восточно-Европейской платформы с дорифейским основанием, Западно-Европейской платформы с байкальско-каледонским основанием и Центральноевразийской (Скифская плита) платформы с байкальско-варисско-киммерийским основанием. На юго-западе и юге эта территория ограничена эпигеосинклинальными альпийскими горными сооружениями Восточных Карпат и Крымских гор [188, 189].

Платформенные и орогенные структуры разграничены шовными зонами. Положение тектонических границ — предмет длительного обсуждения. В настоящее время принято следующее: граница между Восточно-Европейской платформой и Восточными Карпатами совпадает с линией Тейссейра — Торнквиста, входящее в Добруджско-Североморский линеамент, представляющий собой систему разломов; южная граница проходит севернее варисцидов Донбасса по Каркинитско-Северо-Крымскому прогибу, Чадыр-Лунгскому разлому [188].

В современном тектоническом плане Восточно-Европейской платформы на территории Украины выделяют, согласно последним данным [188], УЩ, Русскую и Воыно-Азовскую плиты (рис. 1). В границах УЩ выделяются Воыно-Подольский, Центральноукраинский и Приазовский протоплатформенные геоблоки.

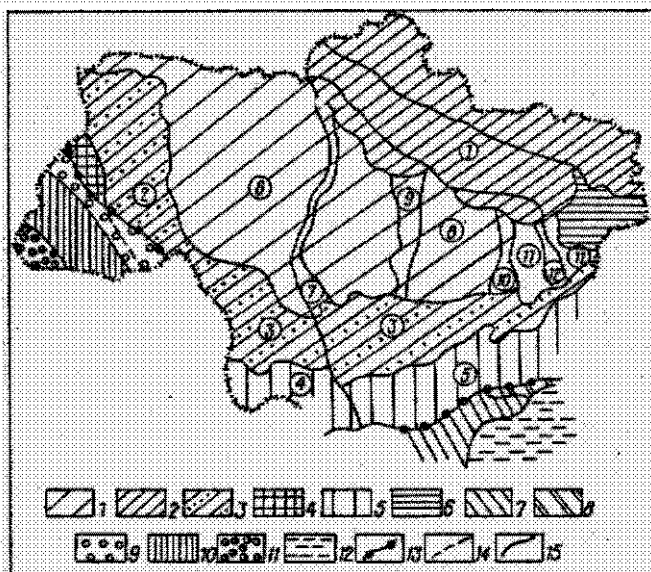


Рис. 1. Схема тектонического районирования Украины (по [188]):

Платформенные области: Восточно-Европейская платформа: 1 — УЩ, 2 — Русская плита, 3 — Воыно-Азовская плита, 4 — Западно-Европейская платформа, 5 — Скифская плита; складчатые сооружения: 6 — донецкое Донецкое; киммерийско-альпийские: 7 — Горнокрымское, 8 — восточное продолжение Горнокрымского складчато-блокового сооружения, 9 — Прикарпатский прогиб, 10 — Восточные Карпаты, 11 — Закарпатский прогиб, 12 — Черноморская глубоководная впадина; границы: 13 — между платформенными и складчатыми областями, 14 — Восточно-Европейской платформой под Предкарпатским прогибом, 15 — прочие. Цифры в кружках: 1 — ДЦВ, 2 — юго-восточная окраина Воыно-Азовской плиты, 3 — южная окраина Воыно-Азовской плиты, 4 — Западный сегмент Скифской плиты, 5 — Центральный сегмент Скифской плиты, 6 — Воыно-Подольский блок УЩ, 7 — Головинская шовная зона УЩ, 8 — Центральноукраинский блок УЩ, 9 — Западно-Ингульская шовная зона УЩ, 10 — Орехово-Павлоградская шовная зона УЩ, 11 — Приазовский блок УЩ, 12 — Центральноприднепровская шовная зона УЩ

Русская плита примыкает к УЩ с востока. Крупнейшая отрицательная структура плиты — Днепровско-Донецкий авлакоген, который представляет собой часть Сарматско-Туранского линейногоaments; от УЩ он отделяется Припятско-Манычским, от Воронежской антеклизы — Барановичско-Астраханским глубинными разломами. В продольном сечении авлакогена выделяют Припятский прогиб, Брагинско-Лоевскую седловину и Днепровский прогиб, в поперечном сечении — Днепровский палеозойский грабен и прибрежные зоны.

Западнее и южнее УЩ располагается Вольно-Азовская плита — гигантская моноклиналь, в пределах которой (с учетом особенностей структурного плана фундамента) выделяются юго-западная окраина (Вольно-Подольский сегмент), принадлежащая к Балтийско-Приднестровской системе ослупаний, и южная окраина (Южно-Украинская моноклиналь).

Фрагмент Западно-Европейской платформы вклинивается между Восточно-Европейской платформой и Предкарпатским передовым прогибом.

Центральноевразийская платформа представлена морфоструктурами Скифской плиты — Западным (Придобруджским) и Центральным (Крымско-Азовским) сегментами, Каркинитско-Северо-Крымским прогибом, Кадамитско-Центральнокрымским и Азовским мегаподнятиями.

Складчатые сооружения, обрамляющие с юга и юго-запада платформенные структуры, также разновозрастны. Донецкое складчатое сооружение является северной ветвью погребенных варисцид.

Крымские горы представляют собой киммерийско-альпийскую складчатую структуру. Главные структурные элементы — Южнобережный, Туакский антиклинорий, Юго-Западный, Восточно-Крымский, Судакский синклинорий, во впадине Черного моря — Крымско-Черноморский антиклинорий и Южно-Крымский синклинорий. С востока к Крымскому орогену примыкает Индоло-Кубанский периклинальный прогиб, включающий в себя Индольскую и Южно-Керченскую зоны.

Восточные Карпаты — альпийское моновентентное асимметричное складчато-покровное горное сооружение. В нем выделяются Внутренние Карпаты, включающие в себя Мармарошский пояс (Мармарошский кристаллический массив и зону Мармарошских утесов), Внешние (Флишевые) Карпаты, разделяющую их Пенинскую зону, Предкарпатский передовой прогиб, Закарпатский внутренний прогиб.

Согласно геофизическим данным [188], на территории Украины в соответствии с различными параметрами слоев консолидированной коры (например, с соотношением гранитоидности и базальтоидности) выделяются блоки слического (Приазовский, Кировоградский, Запорожско-Сумской блоки УЩ, Орехово-Павлоградская, Одесско-Ядловская зоны), промежуточного (Днепровско-Донецкий палеорифт, Скифская плита, Крымские горы, Закарпатский прогиб) и фемического типов (Подольский блок, Донецкое складчатое сооружение, Карпаты, Черноморская впадина, Новоград-Волынский, Осницкий блоки УЩ).

Отсутствие или резкое уточнение «гранитного» слоя наблюдается в области варисской складчатости Донецкого складчатого сооружения, альпийской складчатости Восточных Карпат, Черноморской впадины.

Максимальная мощность земной коры приурочена к геосинклинальным областям Восточных Карпат (65 км) и Крымских гор (50 км), а также к раннему протерозою УЩ (50 — 60 км), минимальная — к Черноморской впадине (25 км), Закарпатскому прогибу (25 км), ДДВ (30 — 35 км). Глубина залегания астеносферы изменяется от 100 до 250 км [188].

МЕТОДЫ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Методологической основой изучения рельефа с целью познания общих и частных законов его формирования, в том числе свойств, обусловленных дифференцированной ролью эндогенного фактора в общем процессе геоморфогенеза, служит диалектический подход, позволяющий с помощью общенаучных и отраслевых методов исследования на системной основе проследить многосторонность и многоуровневость связей между рельефом и геологической структурой, динамику рельефообразующих процессов во времени и пространстве, эволюцию геоморфогенеза и неотектогенеза и т. д.

Расшифровка эндодинамических условий геоморфогенеза осуществляется через изучение рельефа и слагающих его отложений с помощью методов морфоструктурного и неотектонического анализов, сущность которых несколько отлична, несмотря на единство объекта исследования.

Морфоструктурный (структурно-геоморфологический) анализ направлен на выявление прямых или косвенных связей между древним и современным рельефом и геологическими структурами разного возраста, типа, ранга, активности, разработку принципов выделения, классификации и специального картографирования морфоструктур и их элементов. Неотектонический анализ предусматривает выявление механизмов и пространственно-временных закономерностей новейших движений земной коры, запечатленных в особенностях строения рельефа и рельефообразующих отложений, сформировавшихся в определенном временном интервале (на протяжении олигоцена, неогена и антропогена), выделяемом в неотектонический этап.

Характеристика и систематизация методов и методических приемов морфоструктурного и неотектонического анализов достаточно широко освещены в литературе [9, 13, 26, 32, 34, 37, 39, 45, 90, 99, 111, 133, 136, 147, 154, 155, 177, 179, 184, 195 и др.].

Учитывая особенности геоморфологических объектов разных типов, разрешающую возможность различных методов и методических приемов, можно выделить три главных направления изучения рельефа: структурно-морфологическое, структурно-геоморфодинамическое, сравнительно-историческое (табл. 1).

Структурно-морфологическое направление заключается в исследовании соотношения рельефа и неотектонических либо более древних структур различных типов и порядков; структурно-геоморфодинамическое — в изучении эндогенных режимов и обстановок, контролирующих структурообразование и геоморфогенез, определении количественных показателей динамики структур, активно влияющих на процессы рельефообразования; сравнительно-историческое направление — в выявлении тенденций направленности развития структур, этапности, цикличности геоморфогенеза и тектогенеза и наблюдении эволюции рельефообразования.

Для изучения структурно-геоморфологических и неотектонических особенностей территории Украины автором был использован широкий круг методов и методических приемов. Исследование рельефа междуречных пространств осуществлялось с помощью методов построения карт вершинной поверхности и деформированности разновозрастных поверхностей выравнивания, а также методов профилирования и совмещенного анализа водораздельных линий.

Наиболее разнообразные методы и методические приемы применялись при исследовании речных долин: аномальных уклонов русел, изменения извилистости русел, гидролого-морфологических аномалий русловой зоны,

Таблица 1. Главнейшие методы и методические приемы изучения эндодинамики геоморфогенеза

Направление изучения рельефа	Объект или предмет исследования	Методические приемы	Разрешающая возможность методов и методических приемов
Геолого-геоморфологические и картометрические методы			
Структурно-морфологическое	Орографическая	Анализ плана орографических элементов, конфигурации эрозионной сети, других гидрологических объектов (озер, источников и др.), плотности спрямленных элементов эрозионной сети определенных направлений, плотности микрозападинных форм разного генезиса	Оконтуривание и типизация структур разных рангов, оказавших влияние на рельеф; трассирование разломов; выявление направлений тектонически обусловленных наклонов земной поверхности; количественная характеристика активных структур
	Расчлененность рельефа	Анализ вертикальной, горизонтальной расчлененности рельефа (количество или длина водотоков на единицу площади); анализ асимметрии долин и других эрозионных форм, углов наклона поверхности; комплексный анализ расчлененности рельефа (карты осреднения заложений, густоты устьев, длин участков рек одного порядка, поверхности «зеркала» высот, превышений рельефа и локальной составляющей базисной поверхности и др.)	
	Поверхности выравнивания, водоразделы	Изучение закономерностей расположения разновозрастных поверхностей выравнивания Выявление деформаций реперных поверхностей выравнивания Анализ деформированности водораздельных линий	Выявление этапов стабилизации тектонических движений
	Русловая зона, русло	Анализ изодеф, преувеличения уклонов (аномальных уклонов) русел, базисной поверхности n-го порядка, коэффициента извилистого русла; выявление участков аномального развития русловых процессов в границах определенных гидролого-морфологических зон	Оценка активности современных движений земной коры; оконтуривание структур, активных на современном этапе
	Морфология поймы и геологическое строение аллювия	Выявление аномалий ширины поймы, морфологических аномалий поймообразования в границах гидролого-морфологических зон; анализ соотношения площадей пойм разных высотных уровней, изменения мощностей аллювия по продольному профилю поймы, изменения коэффициента соотношения русловых и пойменных фаций по продольному профилю поймы, высотного положения подошвы аллювия поймы относительно среднемеженного уровня воды; анализ изменения содержания фракций-индикаторов и минералов-индикаторов в отложениях различных фаций по продольному профилю поймы	Оценка активности молодых движений земной коры; оконтуривание структур; трассирование разломных нарушений, активных в голоцене и на современном этапе

Направление изучения рельефа	Объект или предмет исследования	Методические приемы	Разрешающая возможность методов и методических приемов
	Надпойменные террасы и геологическое строение аллювия	Изучение изменения относительного превышения разновозрастных террас над среднемеженным уровнем реки, изучение отклонения морфографического индекса (среднеарифметического отношения относительных высот соседних террас) от средних расчетных величин (полуследами экстремальных значений из рассчитанных морфографических индексов); сопряженное профилирование речных террас и ярусов приподнятых участков между речей (составление комплексного структурно-геоморфологического профиля речной долины) Анализ изменений мощностей и фаций аллювия разновозрастных террас по продольному профилю долины Анализ изменения высотного положения подошвы аллювия относительно среднемеженного уровня реки Анализ коэффициента асимметрии речных долин	Оценка сингенетических движений; оконтуривание активных структур Оценка постгенетических движений; оконтуривание активных структур Оценка направлений локальных и региональных тектонических перекосов
	Ледниковый рельеф, ледниковые и водно-ледниковые отложения	Анализ распространения гляциодинамических форм рельефа, распространения и ориентировки долин ледникового выпайивания, мощностей и литофаций водно-ледниковых отложений	Оконтуривание блоковых структур; трассирование разломных зон, оценка сингенетических движений земной коры
	Карстовый рельеф	Анализ плотности и плана распространения карстовых форм, ориентировки карстовых полостей, крутизны карстовых форм, ориентировки главных осей микроразломы суффозионно-карстового происхождения	Трассирование разломных нарушений; анализ направленности движений земной коры
	Одоловый рельеф	Анализ плотности и ориентировки гряд и впадин	Трассирование разломных нарушений
	Морские формы рельефа	Анализ пространственного расположения древних барьерных рифов, береговых линий, типов береговых форм, извилистости береговой линии	Анализ направленности тектонических движений; оконтуривание активных структур
	Склонные формы рельефа	Анализ плотности и плана распространения оползней	Трассирование разломных нарушений
Ландшафтный метод			
	Орогидрография	Анализ особенностей планового расположения орографических, гидрологических и растительных компонентов ландшафта	Трассирование разломных нарушений, оконтуривание локальных структур
Дистанционное зондирование			
	Современный гетерогенный рельеф	Анализ аэро- и космических фотоснимков с целью получения данных о расположении орогидрографических элементов ландшафта, об аномалиях морфометрических показателей рельефа	Оконтуривание активных структур и разломов разного ранга, испытавших вертикальные и горизонтальные движения земной коры; количественная оценка амплитуды горизонтальных движений

Направление изучения рельефа	Объект или предмет исследования	Методические приемы	Разрешающая возможность методов и методических приемов
Математические методы			
Современный рельеф, палеорельеф, реперные структурные поверхности		Тренд-анализ	Выявление структур разного ранга, региональных, тектонически обусловленных, наклонных
		Статистический анализ структурных поверхностей	Анализ плановых соотношений рельефа и структуры
		Корреляционный анализ подобия рельефа и структурных поверхностей	Оценка тесноты связи рельефа и структуры
		Методы построения осредненных гипсометрических кривых, метод вариационной статистики	Установление соотношения рельефа со структурными планами осадочного чехла и фундамента
Геофизические методы			
		Гравиметрический	Оконтуривание погребенных структур разного ранга, выраженных в рельефе реперных поверхностей (фундамента и разновозрастных осадочных толщ), и последующее сопоставление с современным рельефом
		Магнитометрический	
		Геоэлектрический	
Геоморфологические методы			
Структурно-геоморфологические	Поверхности выравнивания	Анализ крутизны реперных поверхностей выравнивания	Оценка суммарных амплитуд неотектонических движений в целом за новейшее время и отдельные его этапы
	Речные озера террасы	Анализ террасовых спектров	
Геологические и палеогеоморфологические методы			
Морские формы рельефа Рельефообразующие отложения		Анализ реперных береговых линий эпиконтинентальных морских бассейнов	Выявление динамики эндогенных процессов, эвстатических колебаний уровня моря
		Анализ мощности отложений реперных горизонтов, палеофаций	Оценка сингенетических тектонических движений
		Анализ региональных, стратиграфических перерывов и несогласий	Оценка постгенетических движений
		Литолого-формационный анализ коррелятных отложений	Исследование направленности и этапности тектонических движений в областях денудации
		Анализ кор выветривания	Выявление эпох денудации и периодов стабилизации тектонических движений

Направление изучения рельефа	Объект или предмет исследования	Методические приемы	Разрешающая возможность методов и методических приемов
Геодезические методы			
Современный рельеф	Повторное нивелирование		Оценка скоростей вертикальных движений
	Триангуляция, полигонометрия, трилатерация		Оценка горизонтальных движений
Дистанционные методы			
Современный рельеф	Повторное зондирование	дистанционное	Оценка скоростей и направленности экзогенных и эндогенных процессов
Метод комплексного геоморфологического и морфоструктурного анализа			
Сравнительно-историческое	Современный рельеф, палеорельеф, рельефообразующие отложения	Анализ этапности геоморфогенеза, морфогенеза, морфоциклов	Выявление этапов и цикличности тектогенеза
		Анализ депрессионных циклов	Анализ цикличности тектогенеза областей опусканий
		Анализ графиков колебательного процесса, расчет коэффициента унаследованности тектонического развития	Анализ этапов и цикличности неотектогенеза

аномалий ширины поймы и более древних террасовых уровней, густоты спрямленных элементов эрозионной сети доминирующих направлений, плана и глубины эрозионной сети, деформаций террас и др. Аллювиальные отложения изучались с помощью анализа изменения мощностей, выявления аномальных отклонений в литофациальных рядах, изменения коэффициента соотношения мощностей русловых и пойменных фаций по продольному профилю террасы и др.

Из склоновых образований наиболее информативны для структурно-геоморфологического анализа оползни, особенно блоковые, часто приуроченные к активным тектоническим швам. Эффективна и оценка плотности развития оползневых тел на единицу площади структуры либо соотношения площадей склонов, осложненных и неосложненных оползнями, вдоль профиля определенной ширины.

При проведении исследований в районах распространения карстовых форм рельефа использовался метод анализа плотности, преобладающих направлений и ярусности карстовых образований. В областях материкового оледенения проводился анализ плана гляционапорных краевых форм, в приледниковой области — водно-ледниковых долин.

Оценка динамики структур, образованных в новейшее время или на этапе рельефообразования, проводилась с помощью анализа гипсометрии реперных уровней, ярусности рельефа, террасовых спектров и т. д.

В качестве условного регионального геолого-геоморфологического репера для оценки суммарных амплитуд неотектонических движений земной коры в платформенной части территории Украины автор приняла поверхность харьковской (межигорской, по [186]) аккумулятивной морской равнины, а на участках ее отсутствия — подошву морских миоценовых или более молодых

отложений с учетом масштабов денудационного среза. При расчете суммарных амплитуд движений вводилась поправка (в среднем 40 м) за глубину харьковского бассейна. На участках отсутствия олигоценовых и неогеновых отложений вводилась поправка за денудационный срез. Она оценивалась в соответствии со значениями средних мощностей осадочной толщи на смежных территориях и ориентировочно составляет 40 м для Волынского Полесья, для северо-западной части ДДВ 30 — 40 м, для УЩ — 20 — 30 м.

При расчете показателей суммарных амплитуд рельефообразующих движений земной коры для структур, испытавших знакопеременные тектонические движения, в качестве репера использована подошва морских отложений последнего эпиконтинентального бассейна: для Подольской плиты — баденских и сарматских, Причерноморья и Равнинного Крыма — понтических и т. д. Глубины раннемиоценовых бассейнов, согласно данным В. Я. Дидковско-го, в платформенной части составляли 10 — 25 м, среднемиоценовых — на территории Крыма 100 — 200 м, на территории Причерноморья 20 — 40 м (80 — 100 м в баденское время), Волыно-Подольи до 30 м, Предкарпатья — до 50 м. При расчете суммарных амплитуд послеинверсионных движений вводились поправки за глубину эпиконтинентального бассейна соответствующего времени.

При определении количественных показателей неотектонических движений земной коры в областях устойчивого проявления денудации вводилась поправка за величину денудационного среза, определявшегося с помощью учета вынесенного твердого стока либо оценки «полноты геологического разреза». На основе полученных показателей суммарных амплитуд неоген-антропогеновых движений земной коры рассчитаны средние скорости и средние градиенты скоростей движений. В результате исследования особенностей строения и развития доминантных геоморфологических комплексов проведен поэтапный морфоструктурно-неотектонический анализ.

При диагностике и определении степени неотектонической активности и рельефообразующего значения различных структур, прежде всего разломных нарушений, широко использовался метод дешифрирования аэрокосмических фотоснимков разного масштаба и разных лет.

Автором были конкретизированы критерии и признаки структурно-геоморфологического дешифрирования для районов с различной неотектонической активностью структур.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НОВЕЙШЕЙ ЭНДОДИНАМИКИ И ГЕОМОРФОГЕНЕЗА

Появившиеся во второй половине XIX ст. научные труды Г. П. Гельмерсена, И. А. Головкинского, В. А. Докучаева, И. Ф. Леваковского, К. М. Феофилактова, А. В. Гурова, Л. Н. Краснова, А. М. Соколова, А. П. Карпинского свидетельствуют о весьма большом интересе к проблеме изучения влияния структурных особенностей и эпейрогенических движений на формирование рельефа Украины.

В работах А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова, Б. Л. Личкова, Г. Ф. Мирчинка, П. Н. Православлева, А. И. Дзенс-Литовского, В. В. Ризниченко и польских исследователей школы Е. Ромера находят отражение преимущественно качественные оценки роли эндодинамических процессов при формировании гетерогенного рельефа. Первые количественные характеристики неотектонических движений земной коры приведены Р. Р. Выржиковским.

Важное значение для формирования теоретических основ и методологии структурно-геоморфологических и неотектонических исследований имели научные труды В. Г. Бондарчука, П. К. Замория, И. Л. Соколовского, И. Д. Гофштейна, Н. Г. Волкова, С. И. Проходского, П. Н. Цыся и др. Особая роль в понимании региональных особенностей геоморфогенеза и неотектогенеза принадлежит исследованиям определенных генетических типов рельефа — флювиального (Г. Тейссейром, Е. Ромером, Д. Абанкурм, С. С. Соболевым, Д. Н. Соболевым, Д. П. Назаренко, К. И. Геренчуком, П. Н. Цысем, Г. Ф. Лунгерсгаузеном, М. С. Кожуриной, М. Ф. Кожуриной, М. Ф. Векличем, Н. Г. Волковым, В. П. Палиенко, В. Е. Некосом, И. Г. Черваневым, С. И. Проходским, П. Ф. Гожином и др.), ледникового (П. А. Тутковским, В. В. Ризниченко, А. М. Мариичем, В. Г. Бондарчуком, М. Ф. Векличем, Ю. Г. Чугунным, А. В. Матошко, В. П. Палиенко и др.), карстового (Б. Н. Ивановым, В. Н. Дублянским, М. С. Кожуриной и др.), денудационного (И. М. Рослым, И. Д. Гофштейном, Н. С. Демедюком, Я. С. Кравчуком, П. Н. Цысем и др.), а также изучению признаков выраженности в рельефе и строении рельефообразующих отложений активных региональных и локальных структур, разломов (Н. Г. Волковым, Б. А. Николаенко, Н. П. Семенюком, А. В. Миленко, А. А. Гойжевским, Р. П. Купрашом, Ю. Н. Швыдким, В. П. Палиенко и др.) и т. д.

Вопросы этапности и цикличности геоморфогенеза и новейших движений земной коры освещены в трудах Г. Ф. Лунгерсгаузена, К. И. Маркова, Ю. Чижевского, Б. Свицерского, В. Г. Бондарчука, В. И. Галицкого, М. Ф. Веклича, И. Л. Соколовского, Н. Г. Волкова, Г. И. Раскатова, П. Н. Цыся, И. Д. Гофштейна, С. И. Приходского, Г. И. Пасечного, В. Г. Чирки, Ю. Н. Швыдкого и других исследователей. Особое внимание Н. Т. Волков, И. Л. Соколовский, В. П. Палиенко, В. И. Сомов, Н. П. Семенюк, Р. П. Купраш и другие авторы уделяют изучению молодых (голоценовых) и современных движений земной коры. Большую роль в общерегиональной оценке неотектонических событий в геоморфогенезе сыграли научные разработки по вопросам геоморфологического, неотектонического, морфоструктурного районирования и картографирования.

ГЛАВНЕЙШИЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

В большинстве работ, посвященных проблеме морфоструктурного анализа территории Украины, основное внимание уделялось сопоставлению современного рельефа и тектонической структуры, ранжированию морфоструктур и их генетической трактовке. В последние годы особое значение приобретают динамические аспекты морфоструктурного анализа, хотя проблема динамической классификации морфоструктур остается по-прежнему нерешенной [12, 16, 38, 107, 139, 144 — 146, 167, 176, 190 и др.].

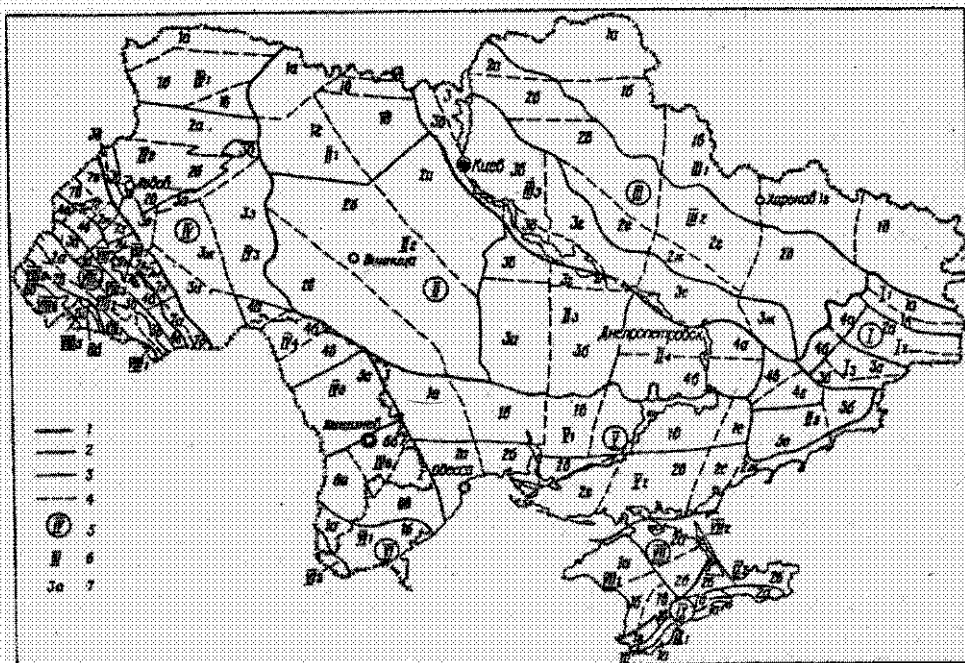


Рис. 2. Схема морфоструктурного районирования Украины (по [146] с изменениями):

Границы: 1 — текстуры, 2 — морфоструктур I порядка, 3 — морфоструктур II порядка, 4 — морфоструктур III порядка, 5 — I порода, 6 — II порода, 7 — III порода.

Районирование по морфоструктурам I порядка: I — Донецкая, II — Центральноукраинская, III — Днепровско-Донецкая, IV — Тисо-Колчанская, V — Прикарпатская, VI — Прикарпатская, VII — Равнинно-Украинская, морфоструктуры II и III порядков: I — Северо-Донецкая (Ia — Луганская, Ib — Лисичанская), II — Центральнодонецкая (Ia — Коммунарская, Ib — Горловская), III — Южно-Донецкая (Ia — Донецкая, Ib — Алчевская), IV — Балтийско-Торжская (Ia — Балтийская, Ib — Торжская), V — Полеская (Ia — Овручская, Ib — Житомирская, Ic — Овручская, Id — Новоград-Волынская, Ie — Коростеньская), VI — Западно-Приднепровская (Ia — Белогородская, Ib — Волынская, Ic — Днепровско-Южнобутовская, Id — Кировоградская, Ie — Корсунь-Новоуляновская, If — Ягуполь-Игупольская, Ig — Миронская, Ih — Селявская), VII — Восточно-Приднепровская (Ia — Днепровско-Вертоломская, Ib — Запорожско-Николаевская, Ic — Ягупольская, Id — Киевско-Явненская), VIII — Прикарпатская (Ia — Западно-Прикарпатская, Ib — Восточно-Прикарпатская, Ic — Харьковско-Новгород-Северская, Id — Новгород-Северская, Ie — Коломышская, If — Сучавская, Ig — Харьковская, Ih — Старобельская, II — Днепровская (Ia — Горьковская, Ib — Никольская, Ic — Прилуцкая, Id — Славянская, Ie — Барановская, If — Лубенская, Ig — Орловская), III — Киевско-Днепропетровская (Ia — Приднепровская, Ib — Борова, Ic — Киевская, Id — Кабеленская, Ie — Черниговская, If — Днепровско-Славянская, Ig — Павлоградская, Ih — Волыно-Полеская, IIa — Верхнеприкарпатская, Ie — Коломышская, If — Каменская, Ig — Милопольско-Волынская (Ia — Волынская, Ib — Милопольская, Ic — Гродно-Волынская, Id — Плавненская, Ie — Гомельско-Кременевская, If — Могилевская, Ig — Рясковская, Ih — Львовская, II — Николаевско-Хмельницкая, Ie — Овручская, If — Звенигородская, Ig — Восточно-Подольская, Id — Приднестровская, IIa — Бессарабская (Ia — Смирновская, Ib — Винницкая, Ic — Бельская, Id — Центральноукраинская, IIb — Южно-Молдавская (Ia — Колитинская, Ib — Быковская, Ic — Никольско-Донецкая), V — Северо-Приднепровская (Ia — Балковская, Ib — Березовская, Ic — Балтийская, Id — Восточно-Донецкая, Ie — Восточно-Украинская, If — Токмачевская, II — Южно-Приднепровская (Ia — Овручская, Ib — Овручская, Ic — Харьковская, Id — Никольско-Донецкая, Ie — Азовская, If — Аккерманская, II — Северо-Приднепровская, IIa — Прилуцкая (Ia — Никольско-Прилуцкая, Ib — Ягупольская, IIb — Добружская, IIc — Сиретско-Тарнопольская (Ia — Тарнопольско-Новомиловская, Ib — Египетско-Альменская, Ic — Северо-Украинская), IIId — Северо-Приднепровская (Ia — Карпенко-Синицкая, Ib — Карпенко-Синицкая-Новомиловская), V — Северо-Приднепровская I порядка: VId — Восточно-Карпатская, IId — Крымская, морфоструктуры II и III порядков: VId — Мариупольско-Угловская (Ia — Мариупольская, Ib — Угловская), VIId — Внутреннекарпатская (Ia — Дукляно-Червоновская, Ib — Мариупольско-Розово-Полеская, VIId — Центральноукраинская Ic — Стрыйско-Синицкая, Id — Вересовская, Ie — Внутреннекарпатская, If — Воронцовская, VIId — Восточнокарпатская (Ia — Днепровско-Стрыйская, Ib — Стрыйско-Милуновская, Ic — Милуновско-Полеская, Id — Восточная), VIId — Восточно-Гутишская, VIId — Закарпатская (Ia — Горно-Украинская, Ib — Солотвинская, Ic — Мухоморская, VIId — Прехаратская Ia — Покутская, Ib — Овручско-Львовская, Ic — Стрыйско-Колчановская, Id — Крутишско-Колчановская, Ie — Восточно-Донецкая, If — Полеская, Ig — Овручско-Радомская, Id — Стрыйско-Жидковская, Ie — Восточно-Украинская, If — Косовско-Сторонинская, Ig — Горнокарпатская (Ia — Южно-Украинская, Ib — Ягупольская, Ic — Звенигородская, Id — Звенигородско-Украинская, Ie — Восточно-Украинская), IId — Индоло-Кубанская (Ia — Южно-Керченская, Ib — Северо-Керченская, Ic — Никольская)

В качестве наиболее крупных геоморфотектонических подразделений на территории Украины выделены геотектуры III порядка — равнины разновозрастных платформ и горные системы альпийского эпигеосинклинального орогенного пояса, представляющие собой крупнейшие историко-генетические категории, различающиеся по характеру эндогенных процессов, типам тектонических структур, орографическим особенностям, активности рельефообразующих процессов.

Выделение морфоструктур разного порядка внутри геотектур производится в соответствии с вкладываемым в понятие *морфоструктура* «динамическим» смыслом «непрерывно действующего тектонического начала в формировании крупных форм рельефа во взаимодействии с экзогенными факторами» [116, с. 6], а также «структурным» содержанием, отражающим связь со сложившимися тектоническими структурами разных типов [49, 50, 110 и др.] (рис. 2).

Платформенные морфоструктуры I порядка отвечают геоструктурному региону — щиту, внутripлатформенной впадине, эпиплатформенному складчатому сооружению и т. д. Они обладают определенным типом взаимоотношений между рельефом и геоструктурой. Находящиеся в платформенной части территории Правобережная и Приазовская возвышенности соответствуют поднятиям докембрийского фундамента УЩ, Левобережная низменность — ДДВ, Донецкий кряж — эпиплатформенному складчатому сооружению, Причерноморская низменность — Причерноморской впадине, а Волынская возвышенность, Западно-Полесская низменность и Подольская возвышенность — перикратонному прогибу.

При выделении платформенных морфоструктур II и более низких порядков основными критериями служат направленность, интенсивность и изменчивость во времени неотектонических движений. Они отвечают крупным частям указанных геоструктур — мегаблокам щита, бортовым частям и центральному грабену ДДВ и др. [176].

По последним данным [38, 116], среди равнинно-платформенных морфоструктур Украины выделяются морфоструктуры следующих генетических типов:

- цокольные равнины на кристаллических породах щита, сформировавшиеся в условиях длительных активных и весьма активных поднятий;

- возвышенность-кряж на выступе складчатого основания платформы, сформировавшийся в условиях активных поднятий;

- пластовые структурно-денудационные и денудационные равнины платформенных выступов и склонов впадин на осадочных слабодислоцированных породах, сформировавшиеся в условиях активных и умеренных поднятий;

- пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины платформенных впадин, сформировавшиеся в условиях молодых инверсий, преимущественных опусканий и слабых поднятий.

Горные сооружения Украины в соответствии с преобладающим механизмом горообразования относятся к категории коллизионных орогенов, созданных новейшими сводово-глыбовыми поднятиями, горизонтальными движениями, вулканическими, складкообразовательными процессами. В качестве морфоструктур I порядка выделяются крупнейшие геоморфотектонические элементы — собственно горы, а также прилегающие предгорные и внутренние прогибы, различающиеся по типу геоструктурной основы, общему стилю тектонических движений земной коры. При выделении орогенных морфоструктур II порядка необходимо учитывать соответствие продольно-зональных структурно-фациальных и геоморфологических элементов, тип и интенсивность рельефообразующих движений земной коры в течение всего этапа геоморфогенеза, при выделении морфоструктур III и более низких порядков — интенсивность рельефообразующих движений и направленность экзогенных рельефообразующих процессов в границах поперечных глыбовых структур и т. д.

Орогенные морфоструктуры представлены следующими генетическими типами: денудационно-тектонические горы, сформировавшиеся в условиях

весьма активных сводово-глыбовых поднятий и тангенциального сжатия; структурно-денудационные горы, сформировавшиеся в условиях сводово-глыбовых поднятий; вулканические горы; внутригорные сооружения сложного генезиса, сопряженные с процессами растяжения; внутренняя впадина с пластово-аккумулятивным и аккумулятивным рельефом; предгорный прогиб со структурно-денудационным, пластово-аккумулятивным и аккумулятивным рельефом.

Кроме площадных морфоструктур разных генетических типов важная роль в геоморфогенезе принадлежит линейным морфоструктурам разного ранга и кинематических типов, а также кольцевым морфоструктурам.

Возраст морфоструктур варьирует в широких пределах. Заложение равнинно-платформенных морфоструктур I порядка относится к различным временным интервалам. Заложение Воронежской антеклизы приурочено к рифею, ДДВ — к раннему — среднему девону, Донецкого складчатого сооружения — к перми — триасу, Подольской плиты к миоцену и т. д. [116]. Орогенные морфоструктуры были заложены, главным образом, в течение альпийского этапа.

Несмотря на такую разновременность, оформление их современного облика осуществлялось при определяющей роли неотектонических движений земной коры.

В зависимости от направленности новейших движений и степени соответствия современного рельефа древним (донеотектоническим) структурным планам, выделяются древнеунаследованные, унаследованно-возрожденные, а также новообразованные морфоструктуры.

Морфоскульптурные особенности территории Украины определяются сочетанием зональных (современных и реликтовых) и азональных форм рельефа. Выделяются следующие морфоскульптурные комплексы: реликтовый с преимущественно аккумулятивным рельефом областей древних материковых оледенений (ледниковым, водно-ледниковым), преобразованными эпигенетическими процессами; унаследованно развивающийся — с аккумулятивным и денудационным рельефом орогенов и др.; эпигенетический — с преимущественно эрозионно-денудационным рельефом, преобразующим в разной степени первичный рельеф.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ РЕЖИМЫ И ОБСТАНОВКИ

Исследование рельефообразующего значения эндогенных режимов и обстановок сопряжено с необходимостью рассмотрения рельефообразующих движений в зависимости от механизмов возбуждения, охвата территории, кинематического проявления, направленности, амплитуды, скорости и, наконец, конкретного влияния на геоморфодинамику, чему посвящено большое количество трудов тектонистов и геоморфологов.

Гетерогенность, кинематика, типы тектонических движений земной коры и их структурообразующее значение отражены в работах многих отечественных и зарубежных исследователей. Тем не менее проблема типизации тектонических движений земной коры в настоящее время пока не имеет однозначного решения, что, как подчеркивает Н. И. Николаев [120], обусловлено различным пониманием сущности и разной оценки вызывающих эти движения факторов.

Системно-иерархическая модель тектонических подвижек П. Н. Николаева дает представление о сложных прямых и обратных связях движений различных типов, их соподчиненности внутри тектонических систем и между ними, что находит отражение в разных рангах, этапности, цикличности проявления тектогенеза и предопределяет «формирование поверхностей выравнивания, речных террас, циклов седиментогенеза, эпох усиления и ослабления тектогенеза...» [125, с. 95].

Существует множество классификаций собственно тектонических движений. Характерной особенностью большинства из них является отражение

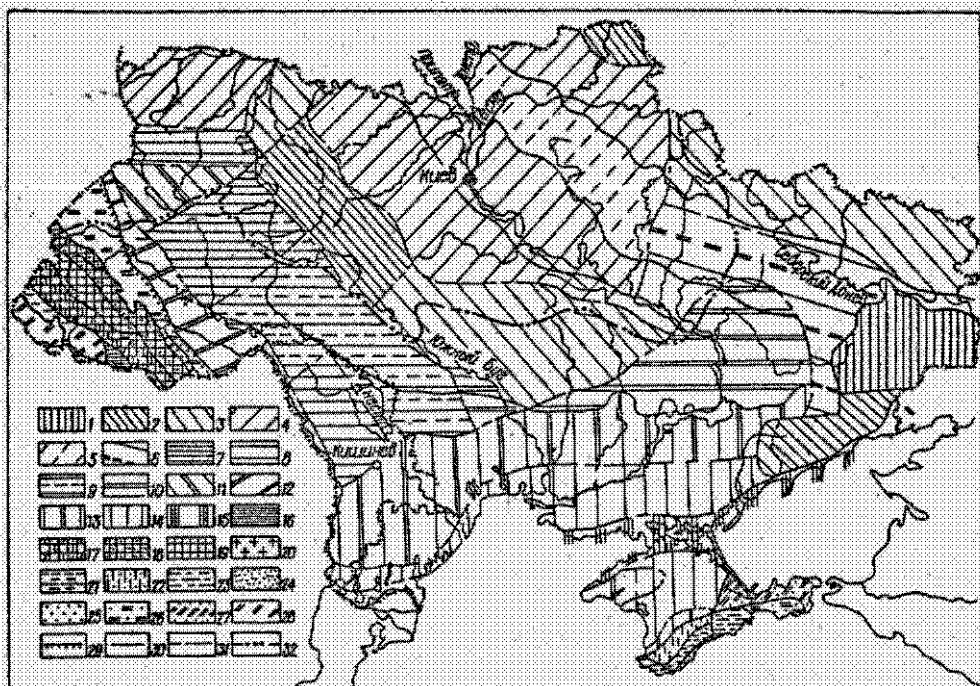


Рис. 3. Схема новейших рельефообразующих режимов и обстановок (составила В. П. Палиенко): Платформенный режим.

Устойчивый платформенный режим: области преимущественно односторонних движений земной коры: 1 — складово-глыбовых прерывистых поднятий; 2 — устойчивых глыбовых непрерывно-прерывистых поднятий; 3 — неустойчивых глыбовых поднятий, прерывавшихся периодами стабилизации тектонических движений и относительных опусканий; 4 — неустойчивых глыбовых поднятий, сочетавшихся с гляциостатическими прогибаниями; 5 — неустойчивых глыбовых поднятий, сочетавшихся с гляциостатическими прогибаниями и галокинезом; 6 — неустойчивых глыбовых поднятий, прерывавшихся периодами стабилизации тектонических движений; 7 — области полной инерсии неотектонических движений и проявления дифференцированных движений; 8 — весьма интенсивных прерывистых, сопряженных с тектоническими перекосами, влиянием горизонтальных движений; 9 — весьма интенсивных прерывистых; 10 — интенсивных прерывистых, сопряженных с тектоническими перекосами и экзотектоническими процессами; 11 — умеренных и слабых; 12 — умеренных и слабых, локально сочетающихся с процессами растапывания; области незначительной инерсии неотектонических движений и проявления дифференцированных послониверсионных поднятий; 13 — умеренных, сопряженных с горизонтальными движениями; 14 — относительно слабых; 15 — весьма слабых, сочетающихся с локальными опусканиями.

Орогенный режим.

Устойчивый орогенный режим: области интенсивных движений земной коры: 16 — весьма интенсивных складово-глыбовых, сочетавшихся с глыбово-покровными деформациями; 17 — весьма интенсивных глыбовых, сочетавшихся с глыбово-покровными деформациями; 18 — весьма интенсивных складово-глыбовых, сочетавшихся с надвиговыми, сдвиговыми, сбросовыми деформациями; 19 — умеренных, сочетавшихся со сбросовыми, сдвиговыми деформациями; 20 — испытывающие вулканоорогенные процессы; 21 — интенсивных складово-глыбовых, сочетавшихся со сбросово-сдвиговыми деформациями; 22 — глыбовых умеренных и интенсивных, сочетавшихся со сбросовыми и сдвиговыми деформациями; 23 — умеренных, сочетавшихся со сбросовыми и сдвиговыми деформациями; 24 — глыбовых относительно слабых, сочетавшихся с гравитационно-сбросовыми деформациями; 25 — складово-глыбовых движений и интенсивных поднятий, сочетавшихся с надвиговыми и сдвиговыми деформациями; 26 — умеренных и относительно слабых, сопряженных с горизонтальными движениями, надвиговыми, сбросовыми деформациями; 27 — слабых и весьма слабых, сочетавшихся с надвиговыми деформациями и явлениями галокинеза; 28 — слабых и весьма слабых, сочетавшихся с пикативными деформациями и явлениями галокинеза.

Границы: 29 — орогенов и платформ; 30 — региональных геоструктур; 31 — областей с различными новейшими эндогенными обстановками; 32 — зон гляциостатическим предопределенных изменений наклонов

усложнения движений в высокоранговых тектонических системах вследствие корректирующего влияния экзотектонических процессов, в исследовании которых большая роль принадлежит геоморфологическим методам. Поэтому изучение эндодинамики и экзодинамики рельефообразования, с одной стороны, сопряжено с достижениями в области изучения тектонических движений для расшифровки геоморфогенеза, с другой — обеспечивает определенный объем информации для детализации и более глубокого понимания тектонических процессов.

Проблема классификации движений земной коры с точки зрения их рельефообразующего значения в разное время поднималась в работах Ю. А. Мещерякова, Н. И. Николаева, С. К. Горелова, А. П. Рождественского,

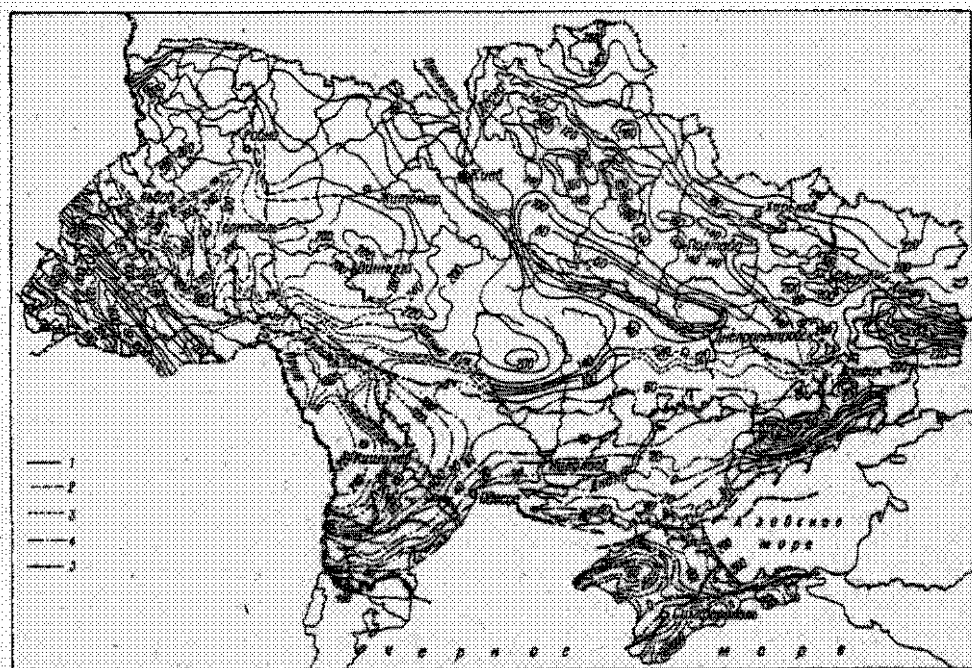
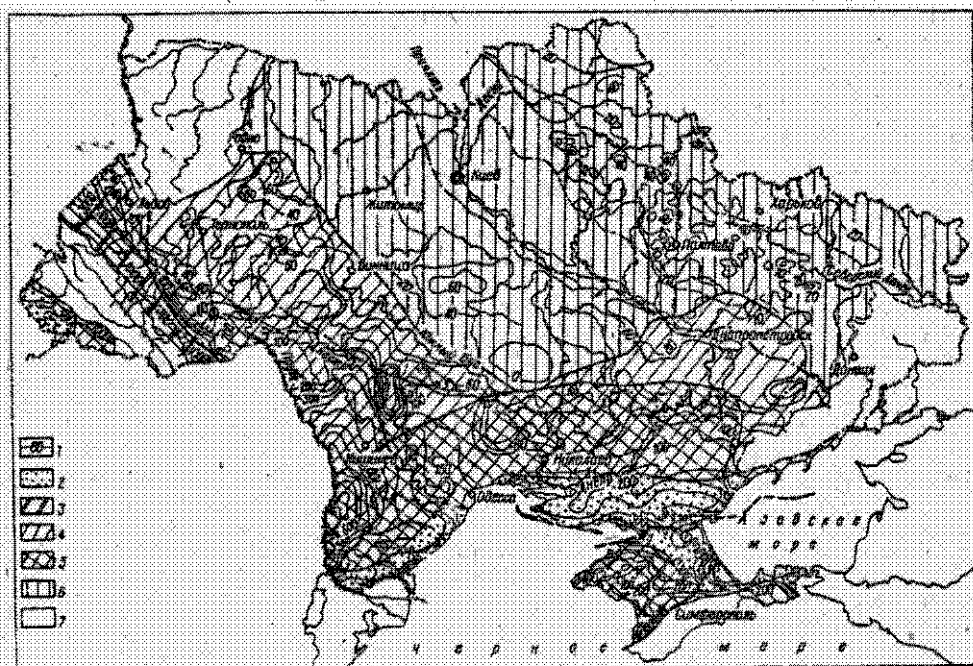


Рис. 4. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических опусканий (составила В. П. Палиенко):

1 — области суммарных амплитуд неотектонических опусканий, территории, испытывающие прерывистые-непрерывные опускания; 2 — в высоко- и низкотемпературных; 3 — в равнинных и средне- и высокогорных; 4 — в среднем и высокогорных; 5 — в высокогорных и равнинных; 6 — территории, испытывающие прерывистые опускания либо слабые поднятия в высоко- и среднегорных; 7 — территории, испытывающие поднятия

Рис. 5. Схематическая карта суммарных амплитуд рельефообразующих движений земной коры (составила В. П. Палиенко):

линейных суммарных амплитуд движений: 1 — пологих-высокотемпературных; 2 — послалавиномощных; 3 — посласреднемощных; 4 — послонизкотемпературных; 5 — послонизменно-высокотемпературных

С. С. Шульца, С. И. Проходского, Д. А. Тимофеева, В. Е. Хаина, О. К. Чедня, Г. Ф. Уфимцева и других исследователей.

(1000 — 1500 м) позднеолигоцен-раннемиоценовых опусканий и относительно слабых позднеплиоцен-антропогенных поднятий, 54 — активных (1500 м) миоценовых опусканий и слабых плиоцен-антропогенных поднятий, 55 — активных (до 2000 м) неогеновых опусканий и весьма слабых антропогенных поднятий

Наиболее полно и в разных аспектах проанализированы эндогенные условия геоморфогенеза Г. Ф. Уфимцевым [194], использовавшим следующие критерии: тип развития на неотектоническом этапе (континентальные и океанические платформы, возрожденные и эпигеосинклинальные орогены, неотектонические геосинклинали), преобладающие движения (сводовые и глыбовые воздымания, складчато-глыбовые и дифференцированные глыбовые движения, общие погружения и общие недифференцированные воздымания) и условия развития неотектонических форм (изостатический процесс, субгоризонтальное сжатие, рифтовый, квазирифтовый, вулканический процессы, деградацию орогенических форм, рассматривающуюся как начальную стадию квазирифтового процесса).

Формирование рельефа Украины и становление современного морфоструктурного плана осуществлялись в условиях различных эндогенных обстановок, характеризующихся разным соотношением вертикальной и горизонтальной составляющих, различной активностью и скоростями рельефообразующих движений земной коры, обусловивших оформление деформаций разных типов и степень их выраженности в рельефе (рис. 3). В рамках орогенного и платформенного неотектонических рельефообразующих режимов на разных этапах геоморфогенеза определенную роль играют тангенциальные, вертикальные движения, процессы изостатического и гляциозостатического выравнивания, рифтогенеза и квазирифтогенеза, а также парагенетически сопряженные с тектоническими процессами явления галокинеза и глинокинеза, сложно сочетающиеся в пространстве и времени, обусловившие активизацию до новейших и оформление новообразованных морфоструктур.

Рельфообразующие неотектонические движения, проявившиеся на территории Украины, существенно различаются по направленности (вертикальные, горизонтальные, восходящие, нисходящие), механизму (надвиговые, раздвиговые, сбросовые, вращательные), охвату территории (локальные, региональные), по характеру вызываемых ими необратимых деформаций (дислокационные, в том числе пликативные, разрывные, в том числе сбросовые, взбросовые), контрастности (высококонтрастные, слабоконтрастные), по режиму проявления (платформенные, орогенные, однонаправленные, знакопеременные), амплитуде или интенсивности (крупноамплитудные, малоамплитудные), скорости (медленные, быстрые), по времени проявления (современные, голоценовые, новейшие), соотношению с движениями предшествующих (до неотектонических) этапов (унаследованные, неунаследованные), по влиянию на процессы рельефообразования (рельефоформирующие и корректирующие ранее созданный рельеф).

Количественные характеристики неотектонических движений земной коры выражены показателями суммарных амплитуд движений в целом за неотектонический этап и за более короткие отрезки времени, в том числе за период формирования современного рельефа (рис. 4, 5).

Представление об общих закономерностях новейших тектонических движений земной коры даст схема неотектонического районирования Украины (рис. 6), составленная впервые с учетом количественных показателей интенсивности, контрастности, изменения направленности неотектонических движений. В платформенной части территории суммарные амплитуды неотектонических движений земной коры изменяются в широком диапазоне — от +400 до —800 м. Тектонические структуры Восточно-Европейской платформы на новейшем этапе развития испытывали как однонаправленные, так и колебательные движения земной коры. Однонаправленные восходящие движения охватили большую часть УЩ, ДДВ, Донецкое эпиплатформенное складчатое сооружение.

Дифференцированные неотектонические движения земной коры в сочетании с различной активностью проявления экзогенных рельефообразующих процессов предопределили региональные закономерности формирования и

развития равнинно-платформенных и орогенных морфоструктур, а также характер динамических взаимосвязей между ними. В соответствии с рельефообразующей ролью неотектонических движений земной коры, их активностью, изменчивостью во времени на территории Украины выделяются следующие зоны: устойчивых орогенных режимов и обстановок; устойчивых платформенных режимов и обстановок; неустойчивых эндогенных рельефообразующих обстановок (переходная зона между первыми двумя, отличающаяся сопряженным развитием характерных для них эндодинамических процессов).

НОВЕЙШАЯ ЭНДОДИНАМИКА И ГЕОМОРФОГЕНЕЗ РАВНИННО-ПЛАТФОРМЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР

Общие закономерности развития равнинно-платформенных морфоструктур определяются весьма существенной изменчивостью тектонической активности во времени и пространстве, а также зональностью экзогенных процессов, определивших тенденции оформления и последовательности смен доминантных геоморфологических комплексов разных типов.

В рельефе равнинной части важную роль играют поверхности выравнивания, формирование которых осуществлялось в широком временном диапазоне. И. Л. Соколовский [176] выделяет следующие поверхности выравнивания: мезозойские — фрагменты вторично откопанного базального пенепплена (Приднепровская, Донецкая, Приазовская возвышенности) и аккумулятивной позднемеловой морской равнины (Малое Полесье, Волынское Полесье); палеогеновые — позднеэоцен-среднеолигоценовая (Донецкая возвышенность), ранне-среднеолигоценовая (харьковская) морская аккумулятивная (распространена на значительной части территории Украины, за исключением Приазовской и Донецкой возвышенностей, погребена под более молодыми разновозрастными континентальными образованиями; перекрыта маломощными антропогенными отложениями в северо-западной части Левобережной низменности и Волынском Полесье); олигоцен-раннемиоценовые — денудационные (Молдавская плита); неогеновые — баденская морская аккумулятивная (Подольская возвышенность, Гологоро-Кременецкий кряж, возвышенность Ростоць), сарматская морская аккумулятивная (Подольская возвышенность, восточная часть Приднепровской возвышенности, юго-западная часть Левобережной низменности), позднесарматско-понтическая дельтовая (юго-восточная часть Подольской возвышенности, северо-западная часть Причерноморской низменности), понтическая морская аккумулятивная (Причерноморская низменность, Равнинный Крым); плиоценовые аллювиальные и аллювиально-дельтовые (Причерноморская низменность, Предкарпатская возвышенность, Левобережная низменность). Кроме того, выделяются ранне-, средне- и позднеантропогенные аккумулятивно-денудационные, ранне- и среднеантропогенные ледниковые аккумулятивные, средне- и позднеантропогенные аккумулятивные аллювиально-дельтовые и водно-ледниковые поверхности выравнивания.

Существенная дифференцированность неотектонической активности морфоструктур разных типов обусловила сложные деформации и определенную пространственную сопряженность гетерогенных и разновозрастных поверхностей выравнивания, особенности строения речных долин разных порядков и др.

Закономерности развития равнинно-платформенных морфоструктур определяются зональностью проявления прерывисто-непрерывных рельефообразующих неотектонических движений земной коры.

ЗОНА ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ОДНОНАПРАВЛЕННЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В зону однонаправленных движений входят морфоструктуры Восточно-Европейской платформы — большая часть УЩ, Донецкое складчатое

сооружение, ДДВ и юго-западный склон Воронежской антеклизы. Южная граница зоны проходит по линии Сокаль — Дубно — Ровно — Любар — Винница — Гайворон — Вознесенск — Долинская — Запорожье — Молочанск — Дмитровка — Красноармейск — Мичурино. Крупнейшие морфоструктуры зоны относятся к типу унаследованно-возрожденных и унаследованных, с ними связано оформление цокольных денудационных, пластово-денудационных и пластово-аккумулятивных равнин.

С учетом интенсивности рельефообразующих неотектонических движений земной коры и направленности экзогенных процессов целесообразно различать морфоструктуры, испытавшие устойчивые (высокоактивные и активные) и неустойчивые рельефообразующие поднятия.

Подзона устойчивых активных поднятий

В подзону входят унаследованно-возрожденные морфоструктуры УЩ, Донецкого складчатого сооружения и юго-западного склона Воронежской антеклизы, сформировавшихся на протяжении всего новейшего этапа в денудационном режиме.

Цокольные возвышенные денудационные равнины. В пределах Донецкого эпиплатформенного складчатого сооружения они отвечают Донецкому кряжу. Рельеф Донецкого кряжа изучали В. Г. Бондарчук, А. П. Вознесенский, Н. И. Дмитриев, П. К. Заморий, А. В. Миленко, Д. Н. Назаренко, В. С. Попов, С. И. Проходский, И. Н. Ремизов, И. М. Рослый, Д. Н. Соболев, И. Л. Соколовский и другие исследователи. Это унаследованно-возрожденная морфоструктура, в рельефе которой выражены денудационные и аккумулятивные поверхности. Наиболее древняя поверхность выравнивания — мезозойская абразионно-денудационная (абс. отм. 275 — 369 м). Кроме нее прослеживаются

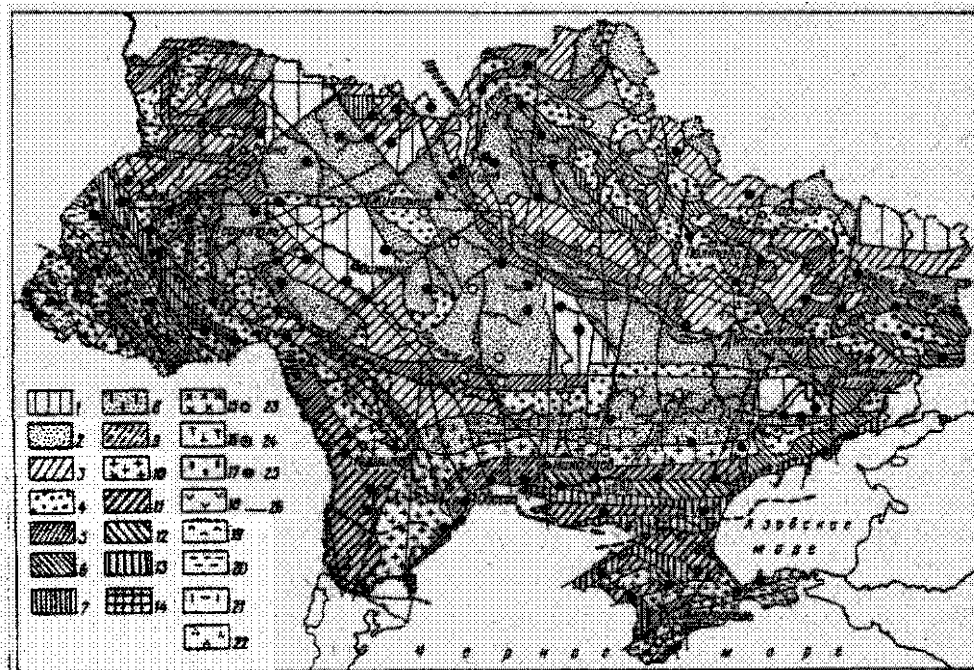


Рис. 7. Схема средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры (составил В. П. Паличенко):

средние градиенты скоростей неотектонических движений земной коры (см/год): платформенные: 1 — $< +1 \cdot 10^{-6}$; 2 — $+1 \cdot 10^{-6}$; 3 — $+2 \cdot 10^{-6}$; 4 — $+3 \cdot 10^{-6}$; 5 — $+4 \cdot 10^{-6}$; 6 — $+5 \cdot 10^{-6}$; 7 — $+6 \cdot 10^{-6}$; 8 — $+7 \cdot 10^{-6}$; 9 — $+8 \cdot 10^{-6}$; 10 — $+9 \cdot 10^{-6}$; 11 — $+10 \cdot 10^{-6}$; 12 — $+11 \cdot 10^{-6}$; 13 — $+12 \cdot 10^{-6}$; 14 — $+13 \cdot 10^{-6}$; 15 — $+14 \cdot 10^{-6}$; 16 — $+15 \cdot 10^{-6}$; 17 — $+16 \cdot 10^{-6}$; 18 — $+17 \cdot 10^{-6}$; 19 — $+18 \cdot 10^{-6}$; 20 — $+19 \cdot 10^{-6}$; 21 — $+20 \cdot 10^{-6}$; 22 — $+21 \cdot 10^{-6}$; 23 — $+22 \cdot 10^{-6}$; 24 — $+23 \cdot 10^{-6}$; 25 — $+24 \cdot 10^{-6}$; 26 — $+25 \cdot 10^{-6}$; 27 — $+26 \cdot 10^{-6}$; 28 — $+27 \cdot 10^{-6}$; 29 — $+28 \cdot 10^{-6}$; 30 — $+29 \cdot 10^{-6}$; 31 — $+30 \cdot 10^{-6}$; 32 — $+31 \cdot 10^{-6}$; 33 — $+32 \cdot 10^{-6}$; 34 — $+33 \cdot 10^{-6}$; 35 — $+34 \cdot 10^{-6}$; 36 — $+35 \cdot 10^{-6}$; 37 — $+36 \cdot 10^{-6}$; 38 — $+37 \cdot 10^{-6}$; 39 — $+38 \cdot 10^{-6}$; 40 — $+39 \cdot 10^{-6}$; 41 — $+40 \cdot 10^{-6}$; 42 — $+41 \cdot 10^{-6}$; 43 — $+42 \cdot 10^{-6}$; 44 — $+43 \cdot 10^{-6}$; 45 — $+44 \cdot 10^{-6}$; 46 — $+45 \cdot 10^{-6}$; 47 — $+46 \cdot 10^{-6}$; 48 — $+47 \cdot 10^{-6}$; 49 — $+48 \cdot 10^{-6}$; 50 — $+49 \cdot 10^{-6}$; 51 — $+50 \cdot 10^{-6}$; 52 — $+51 \cdot 10^{-6}$; 53 — $+52 \cdot 10^{-6}$; 54 — $+53 \cdot 10^{-6}$; 55 — $+54 \cdot 10^{-6}$; 56 — $+55 \cdot 10^{-6}$; 57 — $+56 \cdot 10^{-6}$; 58 — $+57 \cdot 10^{-6}$; 59 — $+58 \cdot 10^{-6}$; 60 — $+59 \cdot 10^{-6}$; 61 — $+60 \cdot 10^{-6}$; 62 — $+61 \cdot 10^{-6}$; 63 — $+62 \cdot 10^{-6}$; 64 — $+63 \cdot 10^{-6}$; 65 — $+64 \cdot 10^{-6}$; 66 — $+65 \cdot 10^{-6}$; 67 — $+66 \cdot 10^{-6}$; 68 — $+67 \cdot 10^{-6}$; 69 — $+68 \cdot 10^{-6}$; 70 — $+69 \cdot 10^{-6}$; 71 — $+70 \cdot 10^{-6}$; 72 — $+71 \cdot 10^{-6}$; 73 — $+72 \cdot 10^{-6}$; 74 — $+73 \cdot 10^{-6}$; 75 — $+74 \cdot 10^{-6}$; 76 — $+75 \cdot 10^{-6}$; 77 — $+76 \cdot 10^{-6}$; 78 — $+77 \cdot 10^{-6}$; 79 — $+78 \cdot 10^{-6}$; 80 — $+79 \cdot 10^{-6}$; 81 — $+80 \cdot 10^{-6}$; 82 — $+81 \cdot 10^{-6}$; 83 — $+82 \cdot 10^{-6}$; 84 — $+83 \cdot 10^{-6}$; 85 — $+84 \cdot 10^{-6}$; 86 — $+85 \cdot 10^{-6}$; 87 — $+86 \cdot 10^{-6}$; 88 — $+87 \cdot 10^{-6}$; 89 — $+88 \cdot 10^{-6}$; 90 — $+89 \cdot 10^{-6}$; 91 — $+90 \cdot 10^{-6}$; 92 — $+91 \cdot 10^{-6}$; 93 — $+92 \cdot 10^{-6}$; 94 — $+93 \cdot 10^{-6}$; 95 — $+94 \cdot 10^{-6}$; 96 — $+95 \cdot 10^{-6}$; 97 — $+96 \cdot 10^{-6}$; 98 — $+97 \cdot 10^{-6}$; 99 — $+98 \cdot 10^{-6}$; 100 — $+99 \cdot 10^{-6}$; 101 — $+100 \cdot 10^{-6}$; 102 — $+101 \cdot 10^{-6}$; 103 — $+102 \cdot 10^{-6}$; 104 — $+103 \cdot 10^{-6}$; 105 — $+104 \cdot 10^{-6}$; 106 — $+105 \cdot 10^{-6}$; 107 — $+106 \cdot 10^{-6}$; 108 — $+107 \cdot 10^{-6}$; 109 — $+108 \cdot 10^{-6}$; 110 — $+109 \cdot 10^{-6}$; 111 — $+110 \cdot 10^{-6}$; 112 — $+111 \cdot 10^{-6}$; 113 — $+112 \cdot 10^{-6}$; 114 — $+113 \cdot 10^{-6}$; 115 — $+114 \cdot 10^{-6}$; 116 — $+115 \cdot 10^{-6}$; 117 — $+116 \cdot 10^{-6}$; 118 — $+117 \cdot 10^{-6}$; 119 — $+118 \cdot 10^{-6}$; 120 — $+119 \cdot 10^{-6}$; 121 — $+120 \cdot 10^{-6}$; 122 — $+121 \cdot 10^{-6}$; 123 — $+122 \cdot 10^{-6}$; 124 — $+123 \cdot 10^{-6}$; 125 — $+124 \cdot 10^{-6}$; 126 — $+125 \cdot 10^{-6}$; 127 — $+126 \cdot 10^{-6}$; 128 — $+127 \cdot 10^{-6}$; 129 — $+128 \cdot 10^{-6}$; 130 — $+129 \cdot 10^{-6}$; 131 — $+130 \cdot 10^{-6}$; 132 — $+131 \cdot 10^{-6}$; 133 — $+132 \cdot 10^{-6}$; 134 — $+133 \cdot 10^{-6}$; 135 — $+134 \cdot 10^{-6}$; 136 — $+135 \cdot 10^{-6}$; 137 — $+136 \cdot 10^{-6}$; 138 — $+137 \cdot 10^{-6}$; 139 — $+138 \cdot 10^{-6}$; 140 — $+139 \cdot 10^{-6}$; 141 — $+140 \cdot 10^{-6}$; 142 — $+141 \cdot 10^{-6}$; 143 — $+142 \cdot 10^{-6}$; 144 — $+143 \cdot 10^{-6}$; 145 — $+144 \cdot 10^{-6}$; 146 — $+145 \cdot 10^{-6}$; 147 — $+146 \cdot 10^{-6}$; 148 — $+147 \cdot 10^{-6}$; 149 — $+148 \cdot 10^{-6}$; 150 — $+149 \cdot 10^{-6}$; 151 — $+150 \cdot 10^{-6}$; 152 — $+151 \cdot 10^{-6}$; 153 — $+152 \cdot 10^{-6}$; 154 — $+153 \cdot 10^{-6}$; 155 — $+154 \cdot 10^{-6}$; 156 — $+155 \cdot 10^{-6}$; 157 — $+156 \cdot 10^{-6}$; 158 — $+157 \cdot 10^{-6}$; 159 — $+158 \cdot 10^{-6}$; 160 — $+159 \cdot 10^{-6}$; 161 — $+160 \cdot 10^{-6}$; 162 — $+161 \cdot 10^{-6}$; 163 — $+162 \cdot 10^{-6}$; 164 — $+163 \cdot 10^{-6}$; 165 — $+164 \cdot 10^{-6}$; 166 — $+165 \cdot 10^{-6}$; 167 — $+166 \cdot 10^{-6}$; 168 — $+167 \cdot 10^{-6}$; 169 — $+168 \cdot 10^{-6}$; 170 — $+169 \cdot 10^{-6}$; 171 — $+170 \cdot 10^{-6}$; 172 — $+171 \cdot 10^{-6}$; 173 — $+172 \cdot 10^{-6}$; 174 — $+173 \cdot 10^{-6}$; 175 — $+174 \cdot 10^{-6}$; 176 — $+175 \cdot 10^{-6}$; 177 — $+176 \cdot 10^{-6}$; 178 — $+177 \cdot 10^{-6}$; 179 — $+178 \cdot 10^{-6}$; 180 — $+179 \cdot 10^{-6}$; 181 — $+180 \cdot 10^{-6}$; 182 — $+181 \cdot 10^{-6}$; 183 — $+182 \cdot 10^{-6}$; 184 — $+183 \cdot 10^{-6}$; 185 — $+184 \cdot 10^{-6}$; 186 — $+185 \cdot 10^{-6}$; 187 — $+186 \cdot 10^{-6}$; 188 — $+187 \cdot 10^{-6}$; 189 — $+188 \cdot 10^{-6}$; 190 — $+189 \cdot 10^{-6}$; 191 — $+190 \cdot 10^{-6}$; 192 — $+191 \cdot 10^{-6}$; 193 — $+192 \cdot 10^{-6}$; 194 — $+193 \cdot 10^{-6}$; 195 — $+194 \cdot 10^{-6}$; 196 — $+195 \cdot 10^{-6}$; 197 — $+196 \cdot 10^{-6}$; 198 — $+197 \cdot 10^{-6}$; 199 — $+198 \cdot 10^{-6}$; 200 — $+199 \cdot 10^{-6}$; 201 — $+200 \cdot 10^{-6}$; 202 — $+201 \cdot 10^{-6}$; 203 — $+202 \cdot 10^{-6}$; 204 — $+203 \cdot 10^{-6}$; 205 — $+204 \cdot 10^{-6}$; 206 — $+205 \cdot 10^{-6}$; 207 — $+206 \cdot 10^{-6}$; 208 — $+207 \cdot 10^{-6}$; 209 — $+208 \cdot 10^{-6}$; 210 — $+209 \cdot 10^{-6}$; 211 — $+210 \cdot 10^{-6}$; 212 — $+211 \cdot 10^{-6}$; 213 — $+212 \cdot 10^{-6}$; 214 — $+213 \cdot 10^{-6}$; 215 — $+214 \cdot 10^{-6}$; 216 — $+215 \cdot 10^{-6}$; 217 — $+216 \cdot 10^{-6}$; 218 — $+217 \cdot 10^{-6}$; 219 — $+218 \cdot 10^{-6}$; 220 — $+219 \cdot 10^{-6}$; 221 — $+220 \cdot 10^{-6}$; 222 — $+221 \cdot 10^{-6}$; 223 — $+222 \cdot 10^{-6}$; 224 — $+223 \cdot 10^{-6}$; 225 — $+224 \cdot 10^{-6}$; 226 — $+225 \cdot 10^{-6}$; 227 — $+226 \cdot 10^{-6}$; 228 — $+227 \cdot 10^{-6}$; 229 — $+228 \cdot 10^{-6}$; 230 — $+229 \cdot 10^{-6}$; 231 — $+230 \cdot 10^{-6}$; 232 — $+231 \cdot 10^{-6}$; 233 — $+232 \cdot 10^{-6}$; 234 — $+233 \cdot 10^{-6}$; 235 — $+234 \cdot 10^{-6}$; 236 — $+235 \cdot 10^{-6}$; 237 — $+236 \cdot 10^{-6}$; 238 — $+237 \cdot 10^{-6}$; 239 — $+238 \cdot 10^{-6}$; 240 — $+239 \cdot 10^{-6}$; 241 — $+240 \cdot 10^{-6}$; 242 — $+241 \cdot 10^{-6}$; 243 — $+242 \cdot 10^{-6}$; 244 — $+243 \cdot 10^{-6}$; 245 — $+244 \cdot 10^{-6}$; 246 — $+245 \cdot 10^{-6}$; 247 — $+246 \cdot 10^{-6}$; 248 — $+247 \cdot 10^{-6}$; 249 — $+248 \cdot 10^{-6}$; 250 — $+249 \cdot 10^{-6}$; 251 — $+250 \cdot 10^{-6}$; 252 — $+251 \cdot 10^{-6}$; 253 — $+252 \cdot 10^{-6}$; 254 — $+253 \cdot 10^{-6}$; 255 — $+254 \cdot 10^{-6}$; 256 — $+255 \cdot 10^{-6}$; 257 — $+256 \cdot 10^{-6}$; 258 — $+257 \cdot 10^{-6}$; 259 — $+258 \cdot 10^{-6}$; 260 — $+259 \cdot 10^{-6}$; 261 — $+260 \cdot 10^{-6}$; 262 — $+261 \cdot 10^{-6}$; 263 — $+262 \cdot 10^{-6}$; 264 — $+263 \cdot 10^{-6}$; 265 — $+264 \cdot 10^{-6}$; 266 — $+265 \cdot 10^{-6}$; 267 — $+266 \cdot 10^{-6}$; 268 — $+267 \cdot 10^{-6}$; 269 — $+268 \cdot 10^{-6}$; 270 — $+269 \cdot 10^{-6}$; 271 — $+270 \cdot 10^{-6}$; 272 — $+271 \cdot 10^{-6}$; 273 — $+272 \cdot 10^{-6}$; 274 — $+273 \cdot 10^{-6}$; 275 — $+274 \cdot 10^{-6}$; 276 — $+275 \cdot 10^{-6}$; 277 — $+276 \cdot 10^{-6}$; 278 — $+277 \cdot 10^{-6}$; 279 — $+278 \cdot 10^{-6}$; 280 — $+279 \cdot 10^{-6}$; 281 — $+280 \cdot 10^{-6}$; 282 — $+281 \cdot 10^{-6}$; 283 — $+282 \cdot 10^{-6}$; 284 — $+283 \cdot 10^{-6}$; 285 — $+284 \cdot 10^{-6}$; 286 — $+285 \cdot 10^{-6}$; 287 — $+286 \cdot 10^{-6}$; 288 — $+287 \cdot 10^{-6}$; 289 — $+288 \cdot 10^{-6}$; 290 — $+289 \cdot 10^{-6}$; 291 — $+290 \cdot 10^{-6}$; 292 — $+291 \cdot 10^{-6}$; 293 — $+292 \cdot 10^{-6}$; 294 — $+293 \cdot 10^{-6}$; 295 — $+294 \cdot 10^{-6}$; 296 — $+295 \cdot 10^{-6}$; 297 — $+296 \cdot 10^{-6}$; 298 — $+297 \cdot 10^{-6}$; 299 — $+298 \cdot 10^{-6}$; 300 — $+299 \cdot 10^{-6}$; 301 — $+300 \cdot 10^{-6}$; 302 — $+301 \cdot 10^{-6}$; 303 — $+302 \cdot 10^{-6}$; 304 — $+303 \cdot 10^{-6}$; 305 — $+304 \cdot 10^{-6}$; 306 — $+305 \cdot 10^{-6}$; 307 — $+306 \cdot 10^{-6}$; 308 — $+307 \cdot 10^{-6}$; 309 — $+308 \cdot 10^{-6}$; 310 — $+309 \cdot 10^{-6}$; 311 — $+310 \cdot 10^{-6}$; 312 — $+311 \cdot 10^{-6}$; 313 — $+312 \cdot 10^{-6}$; 314 — $+313 \cdot 10^{-6}$; 315 — $+314 \cdot 10^{-6}$; 316 — $+315 \cdot 10^{-6}$; 317 — $+316 \cdot 10^{-6}$; 318 — $+317 \cdot 10^{-6}$; 319 — $+318 \cdot 10^{-6}$; 320 — $+319 \cdot 10^{-6}$; 321 — $+320 \cdot 10^{-6}$; 322 — $+321 \cdot 10^{-6}$; 323 — $+322 \cdot 10^{-6}$; 324 — $+323 \cdot 10^{-6}$; 325 — $+324 \cdot 10^{-6}$; 326 — $+325 \cdot 10^{-6}$; 327 — $+326 \cdot 10^{-6}$; 328 — $+327 \cdot 10^{-6}$; 329 — $+328 \cdot 10^{-6}$; 330 — $+329 \cdot 10^{-6}$; 331 — $+330 \cdot 10^{-6}$; 332 — $+331 \cdot 10^{-6}$; 333 — $+332 \cdot 10^{-6}$; 334 — $+333 \cdot 10^{-6}$; 335 — $+334 \cdot 10^{-6}$; 336 — $+335 \cdot 10^{-6}$; 337 — $+336 \cdot 10^{-6}$; 338 — $+337 \cdot 10^{-6}$; 339 — $+338 \cdot 10^{-6}$; 340 — $+339 \cdot 10^{-6}$; 341 — $+340 \cdot 10^{-6}$; 342 — $+341 \cdot 10^{-6}$; 343 — $+342 \cdot 10^{-6}$; 344 — $+343 \cdot 10^{-6}$; 345 — $+344 \cdot 10^{-6}$; 346 — $+345 \cdot 10^{-6}$; 347 — $+346 \cdot 10^{-6}$; 348 — $+347 \cdot 10^{-6}$; 349 — $+348 \cdot 10^{-6}$; 350 — $+349 \cdot 10^{-6}$; 351 — $+350 \cdot 10^{-6}$; 352 — $+351 \cdot 10^{-6}$; 353 — $+352 \cdot 10^{-6}$; 354 — $+353 \cdot 10^{-6}$; 355 — $+354 \cdot 10^{-6}$; 356 — $+355 \cdot 10^{-6}$; 357 — $+356 \cdot 10^{-6}$; 358 — $+357 \cdot 10^{-6}$; 359 — $+358 \cdot 10^{-6}$; 360 — $+359 \cdot 10^{-6}$; 361 — $+360 \cdot 10^{-6}$; 362 — $+361 \cdot 10^{-6}$; 363 — $+362 \cdot 10^{-6}$; 364 — $+363 \cdot 10^{-6}$; 365 — $+364 \cdot 10^{-6}$; 366 — $+365 \cdot 10^{-6}$; 367 — $+366 \cdot 10^{-6}$; 368 — $+367 \cdot 10^{-6}$; 369 — $+368 \cdot 10^{-6}$; 370 — $+369 \cdot 10^{-6}$; 371 — $+370 \cdot 10^{-6}$; 372 — $+371 \cdot 10^{-6}$; 373 — $+372 \cdot 10^{-6}$; 374 — $+373 \cdot 10^{-6}$; 375 — $+374 \cdot 10^{-6}$; 376 — $+375 \cdot 10^{-6}$; 377 — $+376 \cdot 10^{-6}$; 378 — $+377 \cdot 10^{-6}$; 379 — $+378 \cdot 10^{-6}$; 380 — $+379 \cdot 10^{-6}$; 381 — $+380 \cdot 10^{-6}$; 382 — $+381 \cdot 10^{-6}$; 383 — $+382 \cdot 10^{-6}$; 384 — $+383 \cdot 10^{-6}$; 385 — $+384 \cdot 10^{-6}$; 386 — $+385 \cdot 10^{-6}$; 387 — $+386 \cdot 10^{-6}$; 388 — $+387 \cdot 10^{-6}$; 389 — $+388 \cdot 10^{-6}$; 390 — $+389 \cdot 10^{-6}$; 391 — $+390 \cdot 10^{-6}$; 392 — $+391 \cdot 10^{-6}$; 393 — $+392 \cdot 10^{-6}$; 394 — $+393 \cdot 10^{-6}$; 395 — $+394 \cdot 10^{-6}$; 396 — $+395 \cdot 10^{-6}$; 397 — $+396 \cdot 10^{-6}$; 398 — $+397 \cdot 10^{-6}$; 399 — $+398 \cdot 10^{-6}$; 400 — $+399 \cdot 10^{-6}$; 401 — $+400 \cdot 10^{-6}$; 402 — $+401 \cdot 10^{-6}$; 403 — $+402 \cdot 10^{-6}$; 404 — $+403 \cdot 10^{-6}$; 405 — $+404 \cdot 10^{-6}$; 406 — $+405 \cdot 10^{-6}$; 407 — $+406 \cdot 10^{-6}$; 408 — $+407 \cdot 10^{-6}$; 409 — $+408 \cdot 10^{-6}$; 410 — $+409 \cdot 10^{-6}$; 411 — $+410 \cdot 10^{-6}$; 412 — $+411 \cdot 10^{-6}$; 413 — $+412 \cdot 10^{-6}$; 414 — $+413 \cdot 10^{-6}$; 415 — $+414 \cdot 10^{-6}$; 416 — $+415 \cdot 10^{-6}$; 417 — $+416 \cdot 10^{-6}$; 418 — $+417 \cdot 10^{-6}$; 419 — $+418 \cdot 10^{-6}$; 420 — $+419 \cdot 10^{-6}$; 421 — $+420 \cdot 10^{-6}$; 422 — $+421 \cdot 10^{-6}$; 423 — $+422 \cdot 10^{-6}$; 424 — $+423 \cdot 10^{-6}$; 425 — $+424 \cdot 10^{-6}$; 426 — $+425 \cdot 10^{-6}$; 427 — $+426 \cdot 10^{-6}$; 428 — $+427 \cdot 10^{-6}$; 429 — $+428 \cdot 10^{-6}$; 430 — $+429 \cdot 10^{-6}$; 431 — $+430 \cdot 10^{-6}$; 432 — $+431 \cdot 10^{-6}$; 433 — $+432 \cdot 10^{-6}$; 434 — $+433 \cdot 10^{-6}$; 435 — $+434 \cdot 10^{-6}$; 436 — $+435 \cdot 10^{-6}$; 437 — $+436 \cdot 10^{-6}$; 438 — $+437 \cdot 10^{-6}$; 439 — $+438 \cdot 10^{-6}$; 440 — $+439 \cdot 10^{-6}$; 441 — $+440 \cdot 10^{-6}$; 442 — $+441 \cdot 10^{-6}$; 443 — $+442 \cdot 10^{-6}$; 444 — $+443 \cdot 10^{-6}$; 445 — $+444 \cdot 10^{-6}$; 446 — $+445 \cdot 10^{-6}$; 447 — $+446 \cdot 10^{-6}$; 448 — $+447 \cdot 10^{-6}$; 449 — $+448 \cdot 10^{-6}$; 450 — $+449 \cdot 10^{-6}$; 451 — $+450 \cdot 10^{-6}$; 452 — $+451 \cdot 10^{-6}$; 453 — $+452 \cdot 10^{-6}$; 454 — $+453 \cdot 10^{-6}$; 455 — $+454 \cdot 10^{-6}$; 456 — $+455 \cdot 10^{-6}$; 457 — $+456 \cdot 10^{-6}$; 458 — $+457 \cdot 10^{-6}$; 459 — $+458 \cdot 10^{-6}$; 460 — $+459 \cdot 10^{-6}$; 461 — $+460 \cdot 10^{-6}$; 462 — $+461 \cdot 10^{-6}$; 463 — $+462 \cdot 10^{-6}$; 464 — $+463 \cdot 10^{-6}$; 465 — $+464 \cdot 10^{-6}$; 466 — $+465 \cdot 10^{-6}$; 467 — $+466 \cdot 10^{-6}$; 468 — $+467 \cdot 10^{-6}$; 469 — $+468 \cdot 10^{-6}$; 470 — $+469 \cdot 10^{-6}$; 471 — $+470 \cdot 10^{-6}$; 472 — $+471 \cdot 10^{-6}$; 473 — $+472 \cdot 10^{-6}$; 474 — $+473 \cdot 10^{-6}$; 475 — $+474 \cdot 10^{-6}$; 476 — $+475 \cdot 10^{-6}$; 477 — $+476 \cdot 10^{-6}$; 478 — $+477 \cdot 10^{-6}$; 479 — $+478 \cdot 10^{-6}$; 480 — $+479 \cdot 10^{-6}$; 481 — $+480 \cdot 10^{-6}$; 482 — $+481 \cdot 10^{-6}$; 483 — $+482 \cdot 10^{-6}$; 484 — $+483 \cdot 10^{-6}$; 485 — $+484 \cdot 10^{-6}$; 486 — $+485 \cdot 10^{-6}$; 487 — $+486 \cdot 10^{-6}$; 488 — $+487 \cdot 10^{-6}$; 489 — $+488 \cdot 10^{-6}$; 490 — $+489 \cdot 10^{-6}$; 491 — $+490 \cdot 10^{-6}$; 492 — $+491 \cdot 10^{-6}$; 493 — $+492 \cdot 10^{-6}$; 494 — $+493 \cdot 10^{-6}$; 495 — $+494 \cdot 10^{-6}$; 496 — $+495 \cdot 10^{-6}$; 497 — $+496 \cdot 10^{-6}$; 498 — $+497 \cdot 10^{-6}$; 499 — $+498 \cdot 10^{-6}$; 500 — $+499 \cdot 10^{-6}$; 501 — $+500 \cdot 10^{-6}$; 502 — $+501 \cdot 10^{-6}$; 503 — $+502 \cdot 10^{-6}$; 504 — $+503 \cdot 10^{-6}$; 505 — $+504 \cdot 10^{-6}$; 506 — $+505 \cdot 10^{-6}$; 507 — $+506 \cdot 10^{-6}$; 508 — $+507 \cdot 10^{-6}$; 509 — $+508 \cdot 10^{-6}$; 510 — $+509 \cdot 10^{-6}$; 511 — $+510 \cdot 10^{-6}$; 512 — $+511 \cdot 10^{-6}$; 513 — $+512 \cdot 10^{-6}$; 514 — $+513 \cdot 10^{-6}$; 515 — $+514 \cdot 10^{-6}$; 516 — $+515 \cdot 10^{-6}$; 517 — $+516 \cdot 10^{-6}$; 518 — $+517 \cdot 10^{-6}$; 519 — $+518 \cdot 10^{-6}$; 520 — $+519 \cdot 10^{-6}$; 521 — $+$

эоцен-олигоценная денудационная поверхность типа пенепплена (абс. отм. 245 — 250 м), раннемиоценовая (полтавская) с денудационной (типа педипплена) и аккумулятивной частями (абс. отм. 235 — 305 м), позднемиоценовая (сарматская) с выравнивающими и аккумулятивными участками (абс. отм. 175 — 227 м), позднелицен-раннеплиоценовая (понтическая), представленная аккумулятивными денудационными фрагментами, а также эрозионными участками [166].

Учитывая типы, количество, высоту и морфологию поверхностей выравнивания, в морфоструктурном плане Донецкой возвышенности выделяют Центральнодонецкую, Северо-Донецкую, Южно-Донецкую и Бахмутско-Торезскую морфоструктуры II порядка, разделенные Южно-Донецким, Краснодонецким и Луганским нарушениями, вдоль которых значительно повышаются показатели средних градиентов (до $7 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год)) скоростей неотектонических движений (рис. 7).

Центральнодонецкая морфоструктура характеризуется преобладанием развитием позднемеловой и эоцен-олигоценных пенеппенизированных поверхностей, Северо-Донецкая и Южно-Донецкая — преимущественным распространением более молодых поверхностей типа педиппленов и аккумулятивных континентальных и морских поверхностей выравнивания, Бахмутско-Торезская — наличием полтавской аккумулятивной и денудационной поверхности. С учетом орографических, морфологических, литических и возрастных различий рельефа, а также количественных показателей неотектонической активности выделяются морфоструктуры III порядка и выше (табл. 2).

Данные, приведенные в табл. 2, подтверждают более активную позицию в настоящее время морфоструктур центральной части и северо-восточного макросклона Донецкой возвышенности, прослеживающуюся вплоть до современного времени. Об этом свидетельствует также увеличение средних градиентов скоростей неотектонических (до $4 \cdot 10^{-5}$ — $7 \cdot 10^{-6}$ см/м/год) и современных движений земной коры, а также данные о наличии молодых сбросов с амплитудой до 2 м в лихвинских отложениях и активизации надвигов с амплитудой перемещения до десятка метров, о перестройках гидросети и аномалиях в строении склонов террас р. Северской Донец и его притоков.

Активность неотектонических движений изменялась во времени. В олигоцене и раннем миоцене Донецкая возвышенность испытала относительно слабые (до 100 м) поднятия, компенсированные денудационным срезом. Литологические условия характерны для позднего сармата и понта, когда амплитуды поднятий в центральной части составляли 50 — 70 м. Начиная с конца раннего плиоцена, отмечается дифференциация в скоростях неотектонических поднятий северо-восточного и юго-западного макросклонов.

Активизация поднятий характерна для позднего сармата, среднего миоцена, позднего плиоцена — раннего плейстоцена и позднего плейстоцена, что отражено в перестройках тектонического плана и ритма движений на северо-восточном макросклоне, а также в усилении эрозии и переуглублении речных долин в пределах всей возвышенности. Формирование рельефа в южной ее части со среднего плиоцена, а на остальной территории с позднего миоцена — раннего плиоцена осуществлялось в условиях некомпенсированности поднятий денудационным срезом [166].

Таким образом, в развитии Донецкой возвышенности выделяются позднесарматский, позднемiocен-раннеплиоценовый, среднеплиоценовый, позднемiocен-раннеплейстоценовый, позднеплейстоценовый этапы усиления неотектонической активности, а также раннемиоценовый (полтавский), позднемiocеновый (сарматский) и понтический этапы ослабления неотектонической активности.

Пожокие пластово-денудационные возвышенности и равнины УЩ. Почти на всей территории УЩ, за исключением морфоструктур на его юго-западной и южной перифериях, эти равнины формировались в послехарьковское время в условиях устойчивых поднятий. Периферические структуры щита испытали неотектонические циклические или прерывистые движения земной коры, согласующиеся с движениями сопредельных отрицательных платформенных структур.

Т а б л и ц а 2. Показатели неотектонической активности равнинно-платформенных морфоструктур зоны преимущественно однонаправленных рельефообразующих движений земной коры

Морфоструктуры	Суммарные вертикальные неотектонические движения, м	Средние скорости неотектонических движений, мм/год	Средний градиент скорости неотектонических движений, см/(км/год)	Начало проявления рельефообразующих движений
Унаследованно-возрожденные морфоструктуры				
<i>Донецкая (I)</i>				
Центральнодонецкая (II)				
Коммунарская (III)	+260 ± 290	+0,01		
Горловская (III)	+310 ± 320	+0,012	$4 \cdot 10^{-5}$ — $3 \cdot 10^{-6}$	K ₂
Северо-Донецкая (II)				
Лисичанская (III)	+250 ± 220	+0,018	$4 \cdot 10^{-5}$ — $7 \cdot 10^{-6}$	P ₃
Луганская (III)	+200 ± 240	+0,043		
Южно-Донецкая (II)				
Донецкая (III)	+200 ± 230	+0,02	$3 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	P ₃
Амвросиевская (III)	+180 ± 220	+0,039	$3 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	P ₃
Бакмутско-Торевская (II)				
Торевская (II)	+200 ± 220	+0,02	$4 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-6}$	P ₃
Бакмутская (III)	+180 ± 200	+0,018		
<i>Центральноукраинская (I)</i>				
Полесская (II)				
Овручская (III)	+220 ± 280	+0,013	$4 \cdot 10^{-5}$	
Осишная (III)	+180 · 190	+0,007	$1 \cdot 10^{-6}$	
Желомская (III)	+170 · 190	+0,007	$1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Новгород-Волынская (III)	+280 ± 240	+0,009	$1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Коростенская (III)	+180 ± 220	+0,009	$1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Западно-Украинская (II)				
Винницкая (III)	+260 — + 300	+0,023	$1 \cdot 10^{-6}$	
Белогородская (III)	+1200 — + 250	+0,008	$2 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	P ₃
Кировоградская (II)				
Корсунь-Новоукраинская (III)	+100 — + 280	+0,007	$1 \cdot 10^{-5}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Ингуло-Ингулецкая (III)	+100 — + 160	+0,005	$1 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	
Смелянская (III)	+100 — + 160	+0,005	$5 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$	P ₃
Миропольская (III)	+140 — + 180	+0,006	$1 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-6}$	
Приазовская (II)				
Западно-Приазовская (III)	+20 — + 240	+0,004	$3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-5}$	P ₃
Восточно-Приазовская (III)	+60 — + 240	+0,009	$4 \cdot 10^{-5}$ — $7 \cdot 10^{-6}$	
<i>Валыно-Подольская (I)</i>				
Валыно-Полесская (II)				
Ковельская (III)	+240 — + 280	+0,01	$2 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	
Костопольская (III)	+220 — + 270	+0,01	$5 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$	P ₃
Верхнеприпятская (III)	+160 — + 200	+0,007	$5 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$	
Унаследованные морфоструктуры				
Днепро-Донецкая (I)				

Морфоструктуры	Суммарные амплитуды неотектонических движений, м	Средняя скорость неотектонических движений, мм/год	Средний градиент скорости неотектонических движений, см/(км/год)	Начало проявления рельефообразующих движений
Киевско-Днепродзержинская (II)				
Придеснянская (III)	+120 — +130	+0,005	$2 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-6}$	Рз
Киевская (III)	+130 — +140	+0,005	$1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Днепродзержинская (III)	+60 — +130	+0,004	$1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Кобелянская (III)	+660 — +100	+0,003	$1 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-6}$	
Черкасская (III)	+20 — +140	+0,005	$5 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$	
Боярская (III)	+160 — +190	+0,007	$1 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$	
Павлоградская (III)	+120 — +150	+0,005	$1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Днепровская (II)				
Городишинская (III)	+160 — +180	+0,006	$3 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$	
Нежинская (III)	+80 — +140	+0,004	$3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-5}$	
Прилукская (III)	+100 — +170	+0,005	$7 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-5}$	Рз
Славянская (III)	+140 — +190	+0,007	$3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	
Лубенская (III)	+130 — +140	+0,005	$7 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-5}$	
Орельская (III)	+130 — +140	+0,005	$3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	
Барвенковская (III)	+180 — +210	+0,007	$3 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-6}$	
Харьковско-Новгород-Северская (II)				
Новгород-Северская (III)	+180 — +260	+0,009	$1 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-6}$	Рз
Конотопская (III)	+160 — +200	+0,007	$1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	
Сумская (III)	+160 — +240	+0,008	$2 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	
Харьковская (III)	+180 — +240	+0,008	$3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	
Старобельская (III)	+180 — +240	+0,008	$1 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-6}$	

Примечание. В скобках — порядки морфоструктур.

Морфоструктурные и неотектонические особенности УЩ, вопросы рельефообразования и осадконакопления в новейшее время освещены в работах Н. Е. Барщевского, В. Г. Бондарчука, М. Ф. Веклича, Н. Г. Волкова, А. А. Гойжевского, Ю. Л. Грубина, П. К. Замория, А. А. Комлева, Ю. А. Кошика, А. В. Матошко, Г. Ф. Мирчинка, Б. А. Николаенко, Н. П. Семенюка, И. Л. Соколовского, В. М. Тимофеева, И. И. Чебаненко, В. Н. Шелкопляса и многих других исследователей.

На территории УЩ установлены разновозрастные поверхности выравнивания [29, 176, 210 и др.]. Наиболее древняя из них — базальная денудационная позднемезозойская (типа пенеплена) — прослеживается в западной его части и на Приазовском горсте (абс. отм. 200 — 320). Фрагменты озерно-лимманной эоценовой буцакской и морской харьковской поверхностей наблюдаются в современном рельефе северо-восточного склона щита (абс. отм. 100 —

200 м), континентальная аллювиально-озерная полтавская — в центральной и северо-восточной его частях (абс. отм. 120 — 240 м). После завершения последнего этапа регионального выравнивания, связанного с оформлением полтавской равнины, формирование осуществлялось при доминирующей роли деструктивных процессов. Ограниченное развитие аккумулятивных процессов в послеполтавское время характерно для участков долин, тяготеющих к склонам УЩ, а также для некоторых озеровидных понижений. В среднем антропогене в северо-восточной части щита и на его восточном склоне активно проявились аккумулятивные процессы, связанные с деятельностью ледника, а также преимущественно денудационные процессы во внеледниковой зоне.

Формирование цокольных пластово-денудационных равнин происходило в условиях сложной мозаики блоковых структур. К настоящему времени создано несколько вариантов космогенной интерпретации структуры УЩ [13, 79, 127, 171 и др.], подчеркивающих важную роль линейных и кольцевых структур в формировании каркаса современного рельефа, в частности Хмельницкого, Ободовского, Бобринецкого, Центральноприазовского и Мелитопольского разломов, вдоль которых протягивается южная граница зоны однонаправленных неотектонических движений на щите.

Автоматом установлено существенное повышение градиентов средних скоростей неотектонических движений в зонах активных разломов, в ряде случаев являющихся границами выраженных в рельефе структур. Максимально высокие значения (более $4 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год)) отмечаются в пределах Овручского горста, на северном и южном макросклонах Приазовской возвышенности, на участке между Белоцерковским и Тальновским разломами, в зоне Бобринецкого разлома — $5 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год). Относительное повышение градиентов ($3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год)) отмечается вдоль Андрушевского, Центрального, Подольского, Звиздаль-Залесского, Каневского, Девладовского разломов, а также вдоль нарушений центральной части Приазовского массива.

В зоне однонаправленных движений на УЩ выделяются Полесская, Западно-Украинская, Кировоградская, Приазовская морфоструктуры II порядка, включающие в себя ряд более мелких (см. табл. 1).

Суммарные амплитуды неотектонических рельефообразующих движений земной коры изменяются от 100 до 280 м. Максимальные поднятия характерны для Овручской, Новоград-Волынской, Винницкой, западной части Белоцерковской морфоструктуры III порядка и Приазовской морфоструктуры II порядка.

Отмечается общее нарастание скоростей поднятий от 0,007 до 0,01 мм/год с севера на юго-запад и с востока на запад в пределах Г. равнинной возвышенности, от 0,004 до 0,01 мм/год с юга на север в пределах Приазовской возвышенности. Современный и древний рельеф отражает динамику блоковых и разломных структур разного ранга. К ним приурочены современные и погребенные долины [28, 29, 127, 171], золовые и гравитационные грабово-холмистые формы [127] и др.

Перечень геоморфологических признаков новейшей активизации блоковых структур УЩ следует дополнить данными о голоценовых и современных движениях земной коры, обусловивших деформированность продольных профилей русел рек, аномалии в строении пойм и др.

По геодезическим данным [19], в Кировоградской зоне разломов на одностороннем геодинамическом полигоне скорости современных вертикальных движений земной коры изменяются от + 0,6 до + 4,8, а горизонтальных смещений — от 3 до 10 мм/год.

Проведенный анализ динамики эндогенных рельефообразующих процессов в границах морфоструктур УЩ позволяет выделить в рассматриваемой подзоне блоковые морфоструктуры следующих типов:

высокоактивные, испытавшие непрерывные поднятия на протяжении неогена и антропогена (Приазовская);

активные, испытавшие преимущественно непрерывные поднятия в неогене и прерывисто-непрерывные в антропогене (Осницкая, Новоград-Волын-

ская, Винницкая, южная часть Корсунь-Новоукраинской и Ингуло-Ингулецкой);

относительно слабоактивные, испытавшие преимущественно непрерывные поднятия в неогене и прерывистые однонаправленные и знакопеременные движения в антропогене, сопряженные с изостатическим выравниванием после снятия ледниковых нагрузок (Желонская, Овручская, Коростенская, Белоцерковская, северные части Корсунь-Новомиргородской и Ингуло-Ингулецкой).

Подзона неустойчивых умеренных и слабых поднятий

В подзону неустойчивых поднятий входят унаследованные морфоструктуры северо-западного склона УЩ и ДДВ.

Пластово-денудационные субгоризонтальные равнины северо-западного склона УЩ. Эти равнины расположены в пределах *Волинско-Полесской морфоструктуры* II порядка. В новейшее время она не испытывала заметных поднятий, хотя преимущественно положительные движения проявлялись с начала датского века позднемеловой эпохи. В киевское и харьковское время поднятия сменились кратковременными и незначительными по амплитуде опусканиями, проявившимися в основном в северной части территории. Начало неотектонического этапа ознаменовалось поднятиями, охватившими все Волинское Полесье, которое представляло собой, как отмечает А.М. Маринич [106], область размыва и сноса материала в миоценовые морские бассейны, располагавшиеся на территории Подольской возвышенности. Длительная денудация сменилась относительно слабой аккумуляцией в антропогене, когда в формировании современного рельефа принимали участие гляцигенные, флювиальные и эоловые процессы [137, 139, 199].

Современная денудационная поверхность верхнемеловых отложений (абс. отм. 200 — 220 м) практически повсеместно, за исключением северной части территории, подстилает днепровские и более древние ледниковые образования. Характерен хорошо выраженный, обратный по отношению к направлению перемещения ледников уклон (средние значения 1,9 — 2,0 м/км). Южнее линии, проходящей через населенные пункты Яворник, Семаки, Любитов, Богушовка, Рожище, Марьяновка, Берестянка, Костополь, Быстричи, поверхность верхнемеловых отложений имеет более крутой уклон к северу — 2,6 — 3,5 м/км.

К началу антропогена на территории Волинско-Полесской морфоструктуры была сформирована денудационная расчлененная равнина, в рельефе которой выделялись изолированные возвышенности, тяготеющие к блокам, испытавшим относительно активные поднятия в неогене, а также озеровидные и долинообразные понижения, приуроченные к блокам, относительно отставшим в поднятиях.

С учетом пространственной дифференциации суммарных амплитуд неоген-антропогеновых движений земной коры здесь выделяются морфоструктуры III (Костопольская, Ковельская и Верхнеприпятская) и IV порядка, формирование рельефа в которых происходило при различном соотношении аккумулятивных и денудационных процессов в течение всего новейшего этапа, особенно в антропогене. Суммарные амплитуды неоген-антропогеновых движений в пределах Верхнеприпятской морфоструктуры составляли 160 — 190 м, Ковельской — 250 — 280 м, Костопольской — 200 — 230 м. Дифференциация показателей суммарных амплитуд неотектонических движений в границах морфоструктур более высокого ранга менее значительна. Разница показателей суммарных амплитуд в смежных блоках, как правило, составляет 20 — 25 м (табл.3).

Средние скорости рельефообразующих движений земной коры достигают минимальных значений (0,007 мм/год) в Верхнеприпятской, максимальных (0,009 — 0,1 мм/год) — в Ковельской и юго-западной части Костопольской морфоструктур.

Повышение градиентов средних скоростей неотектонических движений земной коры до $5 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$ см/(м/год) отмечается вдоль Северо-Ратновского, Южно-Ратновского и Выжевского разломов, на северном склоне Волин-

Т а б л и ц а 3. Показатели неотектонической активности Волыньско-Полесской морфоструктуры II порядка

Морфоструктура	Суммарные амплитуды неотектонических движений, м	Суммарные амплитуды антропогенных движений, м	Средние скорости рельефообразующих движений, мм/год
Ковельская (III)*			
Шацкая (IV)	200 — 210	- 10	0,007
Любохинская (IV)	200 — 240	+20 — - 10	0,009
Любомльская (IV)	250 — 280	+30 — +40	0,01
Луковская (IV)	250 — 280	+10 — +20	0,01
Овадинская (IV)	260 — 270	+20 — +25	0,01
Велимченская (IV)	190 — 200	+10 — +15	0,009
Ковельская (IV)	220 — 250	0 — +10	0,009
Камень-Каширская (IV)	210 — 220	0 — - 10	0,009
Черешинская (IV)	220 — 250	0 — +20	0,008
Карасинская (IV)	190 — 200	-10 — -20	0,008
Маневичская (IV)	210 — 230	0 — +30	0,008
Рафаловская (IV)	190 — 200	0 — - 10	0,009
Оконская (IV)	200 — 250	- 20 — - 40	0,009
Чарторийская (IV)	190 — 200	0 — - 10	0,008
Костопольская (III)			
Киверцовская (IV)	260 — 270	0 — +20	0,001
Тростянецкая (IV)	220 — 260	- 20 — +20	0,009
Степанская (IV)	220 — 240	0 — - 10	0,008
Сарненская (IV)	190 — 210	0 — - 10	0,008
Березненская (IV)	200 — 250	0 — +10	0,009
Верхнепрятинская (III)			
Заболотьевская (IV)	160 — 200	- 10 — - 20	0,007
Борковская (IV)	170 — 190	- 20 — - 40	0,007
Любешовская (IV)	170 — 180	0 — - 10	0,007
Кухотская (IV)	— 170 — — 180	- 10 — - 20	0,007
Заречненская (IV)	180 — 190	- 10 — - 20	0,007
Дубровицкая (IV)	180 — 190	- 10 — - 20	0,007

П р и м е ч а н и е. В скобках — порядок морфоструктур.

ской возвышенности. Субмеридиональные зоны повышенных градиентов ограничивают с запада и востока Ковельский выступ (см. рис.8).

В результате анализа антропогенного рельефа установлено, что синтетические движения земной коры проявились на территории Волынского Полесья в достаточной степени дифференцированно. С целью установления суммарных амплитуд этих движений проанализированы глубины вреза современных речных долин в урвни, оформившиеся к началу антропогена. В качестве репера условно принята подошва озерно-аллювиальной аккумуляции беловежского межледникового и окских моренных отложений. Учитывая то, что указанные образования имеют ограниченное распространение, на некоторых участках принималась во внимание глубина вреза речных долин относительно подошвы днепровской морены, что заведомо способствовало занижению значений суммарных амплитуд антропогенных движений. Максимальные поднятия с амплитудой 20 — 40 м испытали Любомльский и Маневичский блоки, максимальные опускания с амплитудой 20 м и более — Кухотский, Заречненский и восточная часть Оконского блоков (см. табл.3). Нулевая изобазы проходит через населенные пункты Пехи, Любохины, Старая Выжевка, Адамовка, Сошичное, Стобыхва, Кричевичи, Поворск, Марьяновка, Рожище, Журавичи, Красноволя, Степань, отделяя южную и юго-западную области преобладающих поднятий от северной области опусканий.

В условиях сложной мозаики блоков, характеризующихся относительно слабой дифференциацией движений, в гляциорельефе и строении отложений

ледниковой формации наблюдаются особенности, позволяющие констатировать определенное влияние неотектонического фактора [137].

Так, подошва днепровской морены в пределах Любомльского и Овадненского блоков располагается на отметках 180 — 210 м, Борковского и Любешовского — на отметке 130 м, Кухотского и Дубровицкого — 120 м. В гляцигенных ложбинках подошва морены залегает на отметках 100 — 90 м. Отмечаются некоторые различия и в масштабе аккумуляции морены в пределах повышенных и пониженных блоков. В границах первых мощности составляют 1 — 5 м, вторых — 5 — 15 м, а в гляциодепрессиях — более 15 м.

Обращает на себя внимание факт приуроченности некоторых ложбин ледникового выплывания к активным разломным нарушениям: Турьинский разлом контролирует положение Нижнетурийской ложбины, Владимир-Волынский — Выжевской, Озерянский — Стоходской, Городокский — Стырской ложбины. На проксимальных склонах повышенный доантропогенного рельефа, приуроченных к приподнятым блокам, в днепровское время были сформированы краевые ледниковые возвышенности напорного типа с хорошо выраженными пликативными дислокациями и гляциоотторженцами. Такие краевые формы распространены в северной части Любомльского, Луковского (Старая Выжевка, Датынь, Буцынь, Головное), Маневичского (Маневичи, Лесовое) блоков. Значительное количество озв тяготеет к границам блоков, испытывавших контрастные движения земной коры (Ковельского и Овадненского, Черешненского и Оконского).

Дифференцированные движения блоковых структур оказали влияние на процессы водно-ледниковой эрозии и аккумуляции. Мощности водно-ледниковых отложений в Любомльском и Луковском блоках составляют 1 — 2 м, в то время как в смежных Любохинском и Велимченском — 4 — 5 м, Овадненском — 3 — 5 м. Наиболее мощные водно-ледниковые толщи отмечаются в Любешовском (30 — 40 м), Кухотском (10 — 15 м), Рафаловском (10 — 20 м), Осовецком (10 — 16 м) блоках, отстававших в поднятиях.

Существенны отличия и в типе водно-ледниковой аккумуляции. В приподнятых блоках, испытывавших в ранне- и среднеантропогенные эпохи более интенсивные поднятия, распространены преимущественно потоковые образования, а в блоках, отстающих в поднятиях, — водно-ледниковые дельты.

Анализ характера послеледникового расчленения рельефа, интенсивности развития эпигенетических флювиальных, эоловых и карстовых процессов позволяет отметить, что блоковые структуры, повлиявшие на формирование доантропогенного денудационного и ранне-среднеплейстоценового гляцигенного рельефа, являются активными также в позднем плейстоцене, голоцене и на современном этапе. Севернее линии Луков — Пойкут — Великий Обзыр — Любешов — Речица — Дубровица отмечаются признаки голоценовых опусканий. Эта территория укладывается в границы Заболотьевской, Любохинской, Борковской, Любешовской, Заречненской и северной части Дубровицкой морфоструктур IV порядка.

Скорости современных движений также существенно дифференцированы. Территория, тяготеющая к долинам р. Припять (верховье, а также участок ниже устья р. Турья) и р. Западный Буг, испытывает опускания со скоростью 0,2 — 0,6 см/год. Поднятия со скоростью 0 — 1 см/год испытывают Любомльская, Камень-Каширская, Маневичская, Старорафаловская и другие морфоструктуры. Поднятия со скоростью 1 — 2 см/год характерны для Ковельской, Черешненской, Оконской, Тростянецкой морфоструктур и др.

Учитывая дифференцированность антропогенных движений земной коры, особенности проявления гляциоморфогенеза и постгенетических (послеледниковых) экзогенных процессов, на территории Волынского-Полесского мегаблока можно выделить следующие морфоструктуры:

испытывавшие унаследованные, опережающие по сравнению со смежными территориями сингенетические поднятия, характеризующиеся относительно слабой гляцигенной аккумуляцией и преобладанием денудационных процессов в послеледниковое время;

испытывавшие слабые сингенетические поднятия, характеризующиеся

сложным сочетанием в плане денудационных и аккумулятивных гляцигенных и послеледниковых процессов;

испытывавшие сингенетические опускания и послеледниковые слабые поднятия, характеризующиеся преобладанием гляцигенной и послеледниковой аккумуляции.

Полигенные, пластово-денудационные и пластово-аккумулятивные равнины ДДВ и ее склонов. В современном рельефе ДДВ отвечает обширная Левобережная низменность с выделяемыми в ее составе Приднепровской и Полтавской равнинами. Располагаясь между более активными на неотектоническом этапе морфоструктурами окружающих ее Правобережной, Среднерусской и Донецкой возвышенностей, рельеф впадины, особенно на участках сопряжения гетерогенных морфоструктур, оказывался в сфере их влияния. В связи с этим границы Днепровско-Донецкой и сопредельных с ней морфоструктур практически повсеместно выражены в рельефе по комплексу второстепенных признаков.

Генетически современный рельеф равнин ДДВ обязан своим происхождением деятельности днепровского материкового ледника и флювиальным процессам. Составленная Н.Г. Волковым [36,38] геоморфологическая карта Левобережной равнины отражает сложное сочетание различных типов рельефа и главнейшие неотектонически активные морфоструктуры.

В морфоструктурном отношении ДДВ — это прямая смещенная морфоструктура I порядка (с учетом смещения оси максимального понижения рельефа относительно оси впадины по подошве осадочного комплекса).

Базовым доминантным геоморфологическим комплексом служит ранне-среднеолигоценовая харьковская морская поверхность выравнивания. Более молодая континентальная миоценовая (полтавская) аккумулятивная поверхность выравнивания фиксирует стадию замедления поднятий ДДВ, сочетающихся с локальными опусканиями. По мнению И.Л. Соколовского [176], здесь выделяются также аккумулятивные ледниковая и водно-ледниковая поверхности выравнивания.

В качестве главнейшего эндогенного фактора геоморфогенеза в послехарьковское время большинство исследователей называют перемещения блоковых структур фундамента впадины, а также активизацию локальных брахиантиклинальных структур и разломных нарушений. В центральной части ДДВ установлено сложное взаимодействие блоковых перемещений и динамики соляных масс, что в совокупности иногда является причиной возникновения горизонтальной составляющей в механизме неотектонических движений земной коры [20,22,35,38,42,43,157,159,180 и др.]. За исключением небольшого участка в юго-восточной части ДДВ, в послехарьковское время проявлялись прерывистые дифференцированные движения с суммарными амплитудами от -50 м до +200 м. Южные части бассейнов рек Самара и Орель в среднем сармате испытали небольшие опускания. Наиболее высокие значения суммарных амплитуд поднятий характерны для северо-восточного борта впадины (200 — 250 м). Менее значительные поднятия испытали Припятско-Днепровский грабен (120 — 210 м) и юго-западный борт ДДВ (до 60 м). В Припятско-Днепровском грабене (Днепровская морфоструктура II порядка) наблюдается общее увеличение суммарных амплитуд неотектонических поднятий с северо-запада на юго-восток. Средние значения суммарных амплитуд на Брагинско-Черниговском выступе составляют 125 — 150 м, в центральной части грабена — 130 — 150 м, в зоне сочленения с Донецким сооружением — 175 — 200 м. На северо-восточном борту впадины (Харьковско-Новгород-Северская морфоструктура II порядка) суммарные амплитуды поднятий изменяются от 200 до 260 м, достигая максимальных значений в районе, расположенном западнее г. Новгород-Северский (260 м), восточнее г. Сумы (240 м) и г. Харьков (240 м).

В зоне сочленения ДДВ и УЩ (Киевско-Днепродзержинская морфоструктура II порядка) суммарные амплитуды неотектонических движений изменяются от 60 м до 180 м.

Днепровская морфоструктура II порядка выделяется по сравнению со смежными морфоструктурами чрезвычайно пестрой мозаичной картиной рас-

пределения средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры и достаточно высокими их значениями. В районах Леляковской, Мильковской, Белоусовской, Малосорочинской, Радченковской, Сорочинской и некоторых других локальных структур средние значения градиентов составляют $4 \cdot 10^{-5}$ — $7 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год), а местами более $4 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год).

На участке г. Бахмач — г. Валки подчеркивается повышенными градиентами северо-восточная зона глубинных разломов, а также юго-западная зона прибортовых разломов, ограничивающих Припятско-Днепровский грабен между реками Остер и Супой. В составе Днепровской морфоструктуры выделяются Городнинский, Прилукский, Славяновский, Лубенский, Орельский и Барвенковский блоки, в границах которых отмечается существенная дифференциация мощностей плиоцен-антропогенных отложений и гипсометрического положения их подошвы. Максимальные мощности плиоцен-антропогенных отложений (до 50 — 70 м) отсчитаются в Нежинском, Прилуком, Орельском и Славяновском блоках, минимальные (15 — 30) — в Городнинском, Лубенском и Барвенковском. Наиболее высокое гипсометрическое положение подошвы этих отложений (до 160 м) зафиксировано в Славяновском блоке, наиболее низкое (70 — 90 м) — в Лубенском. Особенность геоморфогенеза в Днепровской морфоструктуре II порядка — большое влияние активных локальных брахиантиклинальных структур на рельефообразующие процессы на всех этапах ее развития вплоть до современного [20, 36, 121, 157, 159 и др.]. Большинство этих структур отражено в уменьшении мощностей рельефообразующих отложений и локальном изменении их литофациального состава. В рельефе ими обусловлены деформации гидросети (например, Прилукской, Чернухинской, Исачковской, Радченковской, Краснознаменской структурами и др.), продольных профилей (Анисовской, Холмской, Исачковско-Ромодановской, Леляковской и др.), террас (Полтавской, Нежинской, Рыбальской и др.), антиклинальных возвышенностей (Шебелинской, Исачковской, Бельской, Распашновской и др.), вершинной поверхности и водораздельных линий (Качановской, Новотроицкой, Солоховской и др.) [36].

Рельеф Харьковско-Новгород-Северской морфоструктуры II порядка формировался в условиях более активных неотектонических воздыманий. Параллельно северо-восточной зоне краевых разломов Припятско-Днепровского грабена протягивается зона повышенных значений средних градиентов скоростей неотектонических движений ($4 \cdot 10^{-5}$ — $7 \cdot 10^{-6}$ см/(м/год)), по всей вероятности, совпадающая с зоной сочленения северо-восточного склона впадины и юго-западного склона Воронежской антеклизы. В рельефе выражены Новгород-Северский, Конотопский, Сумской, Харьковский и Старобельский блоки. В границах Новгород-Северского блока превалирует среднеплейстоценовый аккумулятивно-денудационный рельеф расчлененной задровой равнины, в границах Конотопского — верхнелейстоценовый аккумулятивный террасовый рельеф, а Сумского и Харьковского — денудационный плиоцен-антропогенный рельеф, сформировавшийся на меловых и олигоцен-неогеновых морских и континентальных отложениях; в границах Старобельского блока денудационный рельеф междуречий сочетается с эрозионно-аккумулятивным позднеплиоцен-антропогенным рельефом левобережной части бассейна р. Северский Донец. Мощности позднеплиоцен-антропогенных отложений достигают 50 — 55 м в пределах Конотопского и Старобельского блоков, на остальной территории составляют 10 — 40 м.

Киевско-Днепродзержинская морфоструктура II порядка отстает в поднятиях по сравнению с Днепровской, что выразилось в наблюдающемся смещении оси минимальных значений суммарных амплитуд неотектонических поднятий (50 — 60 м) на юго-западный борт ДДВ, отражающем перекосящую структуру. Уменьшение суммарных амплитуд неотектонических движений происходит скачкообразно. Свообразными рубежами служат Днепродзержинский и более мелкие разломы, с которыми связывается также увеличение градиентов средних скоростей неотектонических движений.

В рельефе выражены Придеснянский, Киевский, Кобелякский, Павлоградский, Черкасский, Днепродзержинский и Боярский блоки, отличающиеся

масштабом и направленностью неотектонических движений земной коры. Особого внимания заслуживает Черкасский блок, в первой половине антропогена испытавший опускание, что подтверждается фактом погребения венедской, ниже- и верхнекривичской террас под аллювием поймы, I и II надпойменных террас р. Днепр и его притоков. О тектонической обусловленности геоморфогенеза на этом участке высказывались В.В. Ризниченко, Д.Н. Соболев, Г.И. Горещкий, Н.И. Дмитриев, И.Л. Соколовский и др. По мнению Г.И. Горещкого [58], амплитуда тектонических движений в предвенедское время между г. Киев и Шевченковской ложбиной составляла 30 — 40 м, между городами Черкассы и Днепропетровск — около 25 м. Амплитуда поднятий уменьшилась до 12 — 14 м во время формирования нижнекривичской террасы и еще более во время формирования верхнекривичской террасы, которая, судя по литолого-фациальному составу аллювия, оформлялась в условиях весьма слабых поднятий. Начиная со среднего плейстоцена юго-западная часть Черкасского блока стала опускаться, что способствовало захоронению древних террас под более молодыми образованиями.

Остальные блоки Киевско-Днепродзержинской морфоструктуры испытывали слабые дифференцированные поднятия, в условиях которых формировался преимущественно аккумулятивный террасовый и водно-ледниковый рельеф. Обращает на себя внимание субмеридиональная ориентировка разновозрастных террас на левобережье р. Днепр в междуречье Сула — Самара, укладываемых в систему небольших ($2 \times 6 \text{ км}^2$) клавишных блоков, и между Днепровским и Хорольско-Самарским (предполагаемым) нарушениями. К указанным блокам приурочены выделяемые М.Ф. Векличем и В.А. Дубняком комплексы IX крыжановско-ильичевской (позднеэоплейстоценовой) террасы в междуречье Самара — Кильчень — Орель и Ворскла — Псел, VI и V лубенско-тигилульской (поздне-раннеплейстоценовой) и завадовско-днепровской (среднеплейстоценовой) — в междуречье Псел — Сула и низких I — III надпойменных террас, — дофиновско-причерноморской, витачевско-бугской и прилукско-удайской (позднеплейстоценовых) — в междуречьях Сула — Псел, Псел — Ворскла, Ворскла — Орель.

Анализ геоморфогенеза Киевско-Днепродзержинской морфоструктуры связан с оценкой деятельности днепровского ледника в красной зоне на стыке морфоструктур ДДВ и УШ.

Данные Ю.Г. Чугунного и А.В. Матошко [207] подтверждают важную роль антропогенной эндодинамики, имевшей на территории Среднего Приднепровья не менее важное рельефообразующее значение, чем ледниковый морфогенез. Установление направлений движения льдов днепровского ледника по ориентировке экзарационных форм с учетом песчаности морен, расположения песчано-гравийного и грубообломочного материала основных морен, ориентировки текстурных и структурных элементов морен, позволяет предположить преобладание северо-западного и юго-восточного уклонов топографической поверхности подледникового ложа (азимут юго-восточный $105 - 135^\circ$, локально $70 - 90^\circ$), отражающих главные направления тектонически обусловленных наклонов земной поверхности во время продвижения льда. Современная же гидросеть в большинстве случаев ориентирована практически перпендикулярно к указанному направлению, что свидетельствует об изменении наклонов блоков уже после деградации днепровского ледника.

В истории неотектонического развития ДДВ выделяется несколько этапов усиления и ослабления тектонической активности.

Региональная инверсия тектонических движений земной коры, в результате которой территория вовлекается в устойчивые поднятия, проявилась в послелехарьковское время. На границе палеогена и неогена произошло воздымание южной и опускание северной части территории Припятского прогиба (оно измерялось первыми десятками метров), в результате чего исчез некоторый перепад структур с севера на юг, существовавший здесь ранее; проявились дифференцированные движения в районах локальных структур. В миоцене (полтавское время) темп поднятий относительно замедлился, формировалась слаборасчлененная низменная аккумулятивная равнина, обязанная своим

происхождением деятельности озер и безрусловых потоков. Поздний миоцен характеризуется некоторым увеличением амплитуд поднятий Днепровской морфоструктуры, особенно в зоне сочленения с Донецким складчатым сооружением. Здесь создавались благоприятные условия для аккумуляции на водоразделах субазальных, а в понижениях — субаквальных разновидностей пестрых глин. Припятский прогиб заметно отставал в поднятиях, а возможно, испытывал и опускания, условно оцениваемые белорусскими исследователями в 30 — 50 м. Следствием этого стало накопление сравнительно мощной толщи озерных глин.

В плиоцене произошло оживление тектонических движений, с чем сопряжено формирование серии террасовых уровней, усиление высотной дифференциации рельефа территории в целом и особенно в районах локальных структур, перестройки гидросети. В середине плиоцена активизировались поднятия в юго-восточной части Припятского прогиба на территории Беларуси. У южной его части они достигали 40 — 60 м. Это вызвало размыв на многих участках ранее сформированных отложений и привело к тому, что к концу неогена Припятский прогиб, Жлобинская седловина и западные склоны Воронежской антеклизы оказались приподнятыми относительно структур, расположенных западнее и северо-западнее.

В антропогене ДДВ продолжала испытывать практически повсеместные поднятия, исключая район максимального расширения антропогенных террас р. Днепр, где наблюдается наложение днепровских и более молодых отложений на раннеплейстоценовые террасы. Суммарные амплитуды антропогенных поднятий изменяются от 100 м в зоне сочленения ДДВ и Донецкого складчатого сооружения до 20 м и менее в северо-западной части впадины и в зоне ее сочленения с УЩ. До Ворсклинского разлома суммарные амплитуды антропогенных поднятий нарастают весьма постепенно от 20 до 50 м, уменьшаясь в бортовых зонах впадины и несколько увеличиваясь в центральном грабене. Изобазы +50 м протягиваются субпараллельно Ворсклинскому разлому, отделяющему от района слабого нарастания суммарных амплитуд антропогенных поднятий район относительного увеличения суммарных амплитуд (от 50 до 100 м), охватывающий юго-восточную часть ДДВ, ее северо-восточный борт и зону сочленения с Воронежской антеклизой.

На рубеже раннего и среднего плейстоцена отмечалось усиление поднятий, что на некоторых участках привело к врезанию крупных рек до коренных пород. Стратные нисходящие движения в среднем плейстоцене испытали блоковые структуры зоны сочленения ДДВ и УЩ в Среднем Приднепровье. Мощный ледниковый покров по долине р. Днепр продвинулся далеко на юг Украины, реагируя при своем продвижении на структуры, характеризующиеся наиболее контрастными сингенетическими движениями земной коры либо отличающиеся сильной тектонической раздробленностью (ослабленные зоны). Показательно описанное Б.Д. Возгриным и В.М. Соловицким [35] аномальное строение аллювия «моренной» террасы в нижнем течении р. Десна (район городов Козелец и Нежин), фиксирующее опускание блоков Днепровского грабена в раннем плейстоцене и локальную инверсию движений начиная с середины завадовского времени.

После деградации днепровского ледника наступил новый этап активизации структур ДДВ и ее склонов, сопряженный со снятием ледниковых нагрузок. Геологические свидетельства позволяют утверждать, что каждый ледниковый покров на трансгрессивной стадии приводил к гляциоизостатическому опусканию занимаемой им площади, а на регрессивной — к ее воздыманию. Размах этих движений мог достигать многих десятков метров, а при максимальном оледенении даже 100 м и более. При этом происходила активизация разломных зон и брахиантклинальных структур донеотектонического заложения.

Такие явления зафиксированы в Роменском и Исачковском куполах ДДВ и структурах Припятского прогиба; ледниковые покровы вызвали также появление нарушений в залегании пород (гляциодислокаций).

По данным И.Л. Соколовского [176, 177], суммарные амплитуды после-

среднеплейстоценовых поднятий в ДДВ, рассчитанные с учетом глубины вреза современных речных долин в поверхность моренной равнины, сохраняя общую для антропогена тенденцию к уменьшению в северо-западном направлении, возрастают западнее Ворсклинского разлома. Здесь располагается ориентированный параллельно границе ледникового покрова локальный максимум, фиксирующий повышенные скорости рельефообразующих поднятий при установлении изостатического равновесия после снятия ледниковых нагрузок в границах блока, ограниченного Ворсклинским и Орчикским субмеридиональными нарушениями.

Голоценовый этап развития рельефа ДДВ характеризуется новой активизацией неотектонических движений в целом в регионе, а также в пределах локальных брахиантеклинальных и разломных структур. По данным Л.Е. Чеботаревой, наиболее активные поднятия в голоцене испытали Харьковский, Прилукский, Славяновский, Кобеляцкий и Павлоградский блоки, наименее активные — Городищинский и Нежинский.

В.Е. Некос [121] на основе изучения закономерностей распределения вещественного состава аллювия установил высокую активность большинства продольных тектонических зон и высказал предположение о «сжати» ДДВ на современном этапе.

Анализ динамики морфоструктур ДДВ и ее склонов позволяет выделить морфоструктуры следующих типов:

умеренно активные, испытывавшие умеренные и относительно активные поднятия в зонах сопряжения с Воронежской антеклизой и Донецким складчатым сооружением, проявившиеся на протяжении всего неотектонического этапа, относительно слабые поднятия в миоцене и умеренные прерывистые поднятия в плиоцене, а также гляциоизостатические движения в антропогене; слабоактивные, испытывавшие относительно слабые поднятия в неогене, слабые поднятия и опускания в антропогене.

ЗОНА КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ (ЗНАКОПЕРЕМЕННЫХ) НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В зону входят мобильные морфоструктуры юго-западной и южной частей Восточно-Европейской платформы (Волинно-Азовская плита), а также Западно-Европейской и Центральноевразийской (Скифская плита) платформ, объединяющиеся в две подзоны в соответствии с различной интенсивностью движений.

Подзона сильно контрастных движений

В подзону входят активные обращенные морфоструктуры, испытывавшие на протяжении раннего и первой половины среднего миоцена слабые и умеренные опускания, сменившиеся позднее активными рельефообразующими поднятиями, с которыми сопряжено оформление ярусных структурно-денудационных и денудационных равнин Волинской, Подольской, Росточской, Кодринской возвышенностей. В тектоническом отношении они отвечают Волинно-Подольской и Молдавской моноклиналям Восточно-Европейской платформы и зоне сочленения Западно-Европейской платформы и Предкарпатского прогиба.

Подстилающая эти равнины неогеновых отложений имеет уклон, обратный уклону поверхности кристаллического фундамента, что явилось следствием имевших место неоднократных смен знака тектонических движений. В новейшее время смены направленности движений были в эгере, в конце бадежа и среднего сармата.

Несмотря на значительные амплитуды миоценовых опусканий, суммарные амплитуды неотектонических движений земной коры в целом выражены в положительных величинах, достигающих максимальных для платформенных структур Украины значений.

Учитывая сложную пространственную дифференциацию показателей не-

отектонической активности и особенности динамики рельефообразующих движений земной коры, в составе Подольско-Кодриной морфоструктуры I порядка выделяются морфоструктуры II и III порядков (см. рис. 2; табл. 4).

Структурно-денудационные и денудационные ярусные равнины и возвышенности. *Малополесско-Волынской морфоструктуре* отвечают Волынская возвышенность и равнины Малого Полесья, располагающиеся в северной части Волинно-Подольской моноклинали. Она ограничена Рава-Русской и Кременецко-Пержанской зонами разломов, Владимир-Волинским и Шепетовским разломами.

Среднемиоценовые опускания небольшой амплитуды были, по-видимому, характерны для территории, ограниченной Кременецко-Пержанской зоной разломов, а также Луцким и Червоноградским разломами, где сохранились останцы баденской и сарматской поверхностей выравнивания. Остальная часть территории испытывала в неогене и антропогене унаследованные с позднего мела и послесреднеолигоценового времени поднятия. Следует допустить существование юго-восточного и северо-южного уклона поверхности в начале новейшего этапа в отличие от преобладающего в настоящее время наклона в направлении с юга на север.

В оформлении неогенового денудационного рельефа определяющая роль принадлежала диагональной системе нарушений; в начале антропогена активизировалась большая часть субширотных и некоторые из субмеридиональных разломов, предопределивших следующие геоморфологические границы: водно-ледниковых равнин Малого Полесья, лессовой — Волынской возвышенности, лесново-зандровых равнин Волынского Полесья и др.

В современном рельефе отражены Андрушевский, Червоноградский, Владимир-Волинский субширотные разломы, а также Локачинский, Нововолынский и другие диагональные разломы. В соответствии с различиями в строении рельефа и рельефообразующих отложений в пределах Малополесско-Волынской морфоструктуры II порядка выделяются Грядовопобужская, Малополесская и Волынская морфоструктуры III порядка. Суммарные амплитуды неотектонических поднятий Грядовопобужской морфоструктуры составляют 230 — 300 м, Малополесской и Волынской — 270 — 290 м. Средние скорости рельефообразующих поднятий за послебаденское — послесарматское время составляют соответственно 0,02; 0,018 — 0,019; 0,024 — 0,025 мм/год.

В рельефе Грядовопобужской морфоструктуры определяющая роль принадлежит субширотным долинам-грабенам и грядам-горстам (Куличковской, Малеховской, Винниковской, Дмитровицкой, Дорошевской, Грядецкой). Вопрос о времени и способе образования гряд дискусионен. Были высказаны предположения об их приуроченности к пологим деформациям верхнемеловых пород, об определяющей рельефообразующей роли эрозионно-аккумулятивной деятельности водно-ледниковых потоков в раннем плейстоцене и флювиальных процессов на протяжении всего антропогена [17, 177, 199 и др.]. Полученные в последнее время данные геологосъемочных работ подтверждают важную роль разломно-блоковой тектоники в формировании грядового рельефа. Разломные нарушения установлены по смещениям кровли отложений коньякского и сантонского ярусов верхнего мела, а также в более молодых баденских отложениях по наличию зеркал скольжения и интенсивной трещиноватости пород. С нашей точки зрения, при объяснении механизма образования тектонических структур, предопределивших формирование рельефа в этом регионе, следует принимать во внимание наличие тектонических перекосов и возможных горизонтальных перемещений Подольской плиты к югу, с чем связаны растяжения вдоль северного уступа Гологоро-Кременецкого края.

Субширотно ориентированная Малополесская морфоструктура, ограниченная Андрушевским и Червоноградским разломами, которым в рельефе отвечают денудационные уступы, разделена Луцким разломом на два блока, из которых западный (Сокальский) характеризуется суммарными амплитудами неотектонических поднятий 260 — 280 м, восточный — 280 — 290 м. В антропогене Малополесская морфоструктура отставала в поднятиях по сравнению

Таблица 4. Показатели неотектонической активности морфоструктур зоны проявления знака весьма контрастных неотектонических движений)

Морфоструктуры	Общие показатели неотектонической активности		Частные показатели неотек.	
	Суммарные амплитуды неотектонических движений, м	Средние градиенты скорости неотектонических движений, см/(км/год)	Показатели движений, проявившиеся до региональной смены знака движений	
			Суммарные амплитуды, м	Средние скорости, мм/год
Унаследованно-возрожденные морфоструктуры				
Центральноукраинских (I)				
Восточно-Приднепровская (II)				
Днепро-Верховцевская (III)	+100 — +140	$-1 \cdot 10^{-6}$	-60 — -80	-0,015
Запорожско-Никопольская (III)	0 — +80			
Конско-Ялтинская (III)	+80 — 160	$1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-6}$	-60 — -80	-0,015
Янгутская (III)	+60 — +80			
Западно-Приднепровская (II)				
Днепро-Южнобугская (III)	+80 — +100	$1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-6}$	-60 — -80	-0,015
Обращенные морфоструктуры				
Подольско-Кодрынская (I)				
Подольская (II)				
Голегоро-Кременецкая (III)	+300 — +360	$4 \cdot 10^{-5} - 7 \cdot 10^{-5}$	-10 — -20	-0,005
Опольская (III)	+320 — +340	$3 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-5}$	-20 — -80	-0,016
Западно-Подольская (III)	+300 — +340	$3 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-5}$	-20 — -60	-0,013
Восточно-Подольская (III)	+220 — +280	$2 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$	-40 — -100	-0,022
Приднестровская (III)	+60 — +340	$4 \cdot 10^{-5}$	-25 — -200	-0,034
Мизочская (III)	+260 — +280	$3 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-5}$	-10 — -40	-0,01
Львовская (III)	+320 — +330	$3 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-5}$	-20 — -50	-0,01
Малополеско-Волынская (II)				
Малополеская (III)	+280 — +300	$-3 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-5}$	-10 — -20	-0,005
Гридовскобужская (III)	+260 — +280	$-2 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$	-10 — -20	-0,005
Волынская (III)	+210 — +300	$-2 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-5}$	-10 — -20	-0,005
Бессарабская (II)				
Сонненская (III)	+170 — +190	$-3 \cdot 10^{-5}$	-80 — -100	0,018
Ервинская (III)	+160 — +170	$2 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-5}$	-100 — -150	-0,024
Белеская (III)	+100 — +100	$3 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-5}$	-180 — -280	-0,044
Центрально-молдавская (II)	+60 — -280	$3 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-5}$	-200 — -400	-0,06
Южно-Молдавская (II)	-80 — -600	$3 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-5}$	-250 — -750	-0,043
Придубровская (II)				
Припрутская (II)	0 — -200	$4 \cdot 10^{-5}$	-100 — -500	-0,014
Добруджская (II)	-100 — -650	$3 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-5}$	-50 — -450	-0,02

Примечание. В скобках — порядок морфоструктур.

Показатели рельефообразующих движений, проявившихся после региональной смены знака движений		
Суммарные амплитуды, м	Средние скорости, мм/год	Начало проявления рельефообразующих движений
		N1S2-3
+75 — +100	+0,01	
+60 — - 80	+0,01	
+75 — - 100	+0,015	
+75 — +100	+0,015	
+75 — +100	+0,015	N1S2
		N1b — N1S2 — 3
+290 — +340	+0,03	
+300 — +320	+0,023	
+280 — +320	+0,023	
+220 — +260	+0,022	
+260 — +300	+0,016	
+270 — +290	+0,015	
+280 — +300	+0,025	
		N1b
+280 — +300	+0,021	
+250 — +280	+0,018	
+200 — +240	+0,023	
		N1S2
+260 — +280	+0,024	
+220 — +240	+0,02	
+180 — +240	+0,019	N1S3—N2p
+100 — 340	+0,03	
0 — +240	+0,026	
		N2p
+40 — - 150	$\pm 0,029$	
+160 — - 60	+0,043	

со смежными структурами, в связи с чем в западной и восточной частях ее формировались аккумулятивные водно-ледниковые равнины, а в центральной — денудационная равнина. По комплексу геолого-геоморфологических признаков установлена активность значительного количества брахиантиклинальных структур и разломов в антропогене [38].

Волинская морфоструктура выражена в современном рельефе одноименной возвышенностью. В ее рельефе находят отражение Нововолинский и Луцкий блоки. Нововолинский блок, ограниченный Владимир-Волинским, Луцким и Нововолинским разломами, характеризуется суммарными амплитудами поднятий 260 — 270 м и широким развитием денудационных грядово-холмистых форм и водно-ледниковых раннеплейстоценовых долин, наследующих направления разломов. Луцкий блок характеризуется относительно более значительными поднятиями с амплитудами 280 — 290 м (восточнее Луцкого разлома суммарные амплитуды составляют 260 — 270 м, а в Ровенской зоне разломов — 210 — 260 м). Скорости рельефообразующих поднятий составляют 0,021 — 0,025 мм/год. Наиболее высокие показатели среднего градиента скоростей неотектонических движений отмечаются на северном склоне Волинской возвышенности, а также в зоне Ровенского разлома ($4 \cdot 10^{-5}$ — $7 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год)).

В антропогене в границах Волинской возвышенности получили развитие процессы моренной, водно-ледниковой и лессовой аккумуляции, определившие современный облик рельефа, и нашли отражение неотектонически активные локальные структуры и разломные нарушения [17, 38, 62 и др.].

Подольская морфоструктура ограничена на северо-западе Кременецко-Пержанской, а на юго-западе — Рава-Русской зонами разломов, на востоке граничит с Днестровско-Южнобугской морфоструктурой УЩ без резкого перехода в рельефе, характеризуется общим нарастанием суммарных

амплитуд неотектонических движений земной коры к западу. В рельефе отражены Гологоро-Кременецкий, Опольский, Западно-Подольский, Восточно-Подольский, Приднестровский, Львовский блоки (см. табл. 4).

Максимальные поднятия в неогене и антропогене с суммарными амплитудами 300 — 360 м испытали Гологоро-Кременецкий кряж, горы Вороняки и Мизочский кряж. Весьма существенное влияние на геоморфогенез оказала Кременецко-Пержанская зона разломов. Денудационные уступы Гологоро-Кременецкого кряжа совпадают с общим северо-восточным направлением этой зоны, уступ гор Вороняки (на участке между с. Ожидов и пгт Почаев) ориентирован субширотно, в соответствии с Андрушевской зоной разломов.

На протяжении бадена, а также раннего и среднего сармата (в северо-восточной части) Гологоро-Кременецкая морфоструктура испытывала опускания, суммарная амплитуда которых не превышала первых десятков метров. Суммарные амплитуды послениверсионных воздыманий составляли 290 — 350 м. Теробовлянский разлом ограничивает с востока юго-западную часть Гологоро-Кременецкой морфоструктуры (Гологорский блок), характеризующуюся максимальной приподнятостью (450 — 460 м) позднебаденской и раннебаденской (откопанной) поверхностью выравнивания.

Расположенная северо-восточнее Теробовлянского разлома часть Гологоро-Кременецкой морфоструктуры (Вороняцкий и Кременецкий блоки) характеризуется преимущественным развитием среднесарматской и занимающих более низкое гипсометрическое положение фрагментов откопанной позднебаденской поверхности выравнивания. Ориентировка всех главных элементов рельефа на северном склоне гор Вороняки подчинена, как это уже указывалось, системе субширотного Андрушевского разлома — кулисообразно расположенным денудационным уступам южнее пгт Олеско, восточнее городов Броды и Червоноармейск. Горы Вороняки разбиты на неширокие гряды с абсолютными отметками раннесарматской поверхности выравнивания 400 — 440 м, отвечающие косым узким блокам. Субширотно ориентированные гряды на участке между селами Ожидов, Подгорцы и г. Подкамень как бы продолжают элементы рельефа Градского Побужья. Более низкое гипсометрическое положение занимает раннесарматская поверхность в пределах Кременецкого блока.

Блоковая структура Гологоро-Кременецкой морфоструктуры определяет особенности морфологии северо-западного уступа Гологоро-Кременецкого кряжа, расположение столовых денудационно-останцовых форм, ориентировку и расположение проходных долин в верховьях рек Гологурка, Западный Буг, Горынь, Иква, местоположение перехватов, современный план гидроцети и др. (субширотные участки долин рек Свитенька, Кутянка, Лут, верховья рек Иква, Западный Буг и др.; коленообразные изгибы русел в верховьях рек Гнилая Липа, Золотая Липа и др.).

Представляют интерес оформившиеся в антропогене тектонически предопределенные Гологорская, Куровичская, Золочевская, Колтувская, Суховольская, Дунаевецкая депрессии-грабены, отличающиеся характерными прямоугольными, ромбовидными очертаниями и выполненными флювиогляциальными и склоновыми отложениями мощностью до 15 м, что свидетельствует о сингенетических кратковременных опусканиях в раннем плейстоцене, а также, возможно, и о более поздних опусканиях, благодаря чему в рельефе сохранилось характерное сочленение склонов и дна указанных депрессий практически под прямым углом.

Львовская морфоструктура — горстообразное поднятие, отделяется от Гологоро-Кременецкой морфоструктуры Милашовичским разломом, с северо-востока ограничена Волниковским сбросом, которому в рельефе отвечает 100-метровый денудационный уступ, а на северо-западе Белогорско-Мальчицким грабеном, к которому приурочена одноименная проходная долина, выполненная толщей раннеплейстоценовых водно-ледниковых отложений мощностью до 20 м, на юго-западе — Рава-Русской зоной разломов. Указанным разломным нарушениям соответствуют зоны повышенных средних градиентов скоростей неотектонических движений со значениями $8 \cdot 10^{-6}$ —

$5 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год). Собственно, в пределах Львовской морфоструктуры градиент составляет $4 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год).

Баденская поверхность выравнивания располагается на абс. отм. 330 — 340 м. В бадене морфоструктура испытала нисходящие движения с суммарными амплитудами 20 — 50 м, в послебаденское время — непрерывные поднятия с суммарной амплитудой 320 — 330 м и средней скоростью 0,025 мм/год, благодаря которым в рельефе оформилась структурно-денудационная возвышенная равнина. Некоторую стабилизацию движений Львовская морфоструктура испытала в раннем плейстоцене, в связи с чем была областью накопления водно-ледниковых осадков относительно небольшой мощности; на протяжении среднего плейстоцена — голоцена испытывала поднятия с суммарной амплитудой до нескольких десятков метров.

Опольской морфоструктуре соответствует одноименная возвышенность, вершинная часть которой образована приподнятой и деформированной позднебаденской поверхностью выравнивания. Суммарные амплитуды среднемиоценовых опусканий составляют 20 — 80 м. Наиболее активные послебаденские поднятия (до 340 м) испытали Перемышлянский и Бережанский блоки, для которых характерны также высокие значения градиентов средних скоростей неотектонических движений земной коры ($4 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год)). Скорости рельефообразующих движений изменяются от 0,019 до 0,023 мм/год. В целом Опольской морфоструктуре свойственны высокие значения градиентов средних скоростей неотектонических движений, особенно на участках его сопряжения с Приднестровской и Гологоро-Кременецкой морфоструктурами ($4 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год)). Характерной особенностью является весьма сильная раздробленность территории трещинами и разломами северо-западной и субмеридиональной ориентировки.

В антропогене Опольская морфоструктура испытала более активные по сравнению с другими морфоструктурами поднятия, что обусловило значительную глубину вреза долин рек Свиж, Гнилая Липа, Нараевка, Золотая Липа и др., а в голоцене — отставала в поднятиях, что подтверждается слабым развитием эрозионных процессов в указанных долинах, заболачиванием пойм, активизацией процессов аккумуляции у подножий склонов.

Западно-Подольская морфоструктура, примыкающая к Опольской с востока, также испытала активные неотектонические движения. Суммарные амплитуды неоген-антропогеновых поднятий восточнее Радеховского разлома уменьшаются к востоку от 350 до 280 м. Особенно резкое уменьшение суммарных амплитуд наблюдается между субмеридиональными нарушениями в юго-восточной части. В зонах активных разломов (Усовского, Колодненского, Тересовлянского) отмечается увеличение среднего градиента скоростей неотектонических движений до $8 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год). Суммарные амплитуды баденских опусканий составляли 20 — 60 м, послебаденских поднятий — 300 — 340 м; средние скорости поднятий — 0,023 — 0,024 мм/год. Позднебаденская денудационная поверхность практически горизонтальна, повышенные значения уклонов отмечаются у восточной границы морфоструктуры, а также в южной части междуречья Золотая Липа — Стрыпа и на границе с Приднестровской морфоструктурой. Деформации этой поверхности отмечаются в районах Соколовской, Дараховской, Микулинской и других локальных структур.

Восточно-Подольская морфоструктура ограничена Червоноградским, Колодненским, Каменец-Подольским нарушениями. Восточная граница проводится по Шепетовскому субмеридиональному разлому условно (изобазы суммарных амплитуд неотектонических движений не очерчивается). В рельефе ей отвечают ранне- и среднесарматская поверхности выравнивания, лишь в юго-западной части встречаются небольшие фрагменты позднебаденской.

Суммарные амплитуды баден-сарматских опусканий — 40 — 100, после-сарматских поднятий — 260 — 300 м; средние скорости рельефообразующих поднятий составляли 0,021 — 0,024 мм/год.

В составе Восточно-Подольской морфоструктуры выделяются следующие блоки: Изяславский (с суммарными амплитудами неотектонических движений

220 — 260 м), Хмельницкий (260 — 280 м), Дунаевецкий (200 — 270 м). Изяславский блок характеризуется важным рельефообразующим значением субмеридиональных и северо-восточных нарушений (Хмельницкого и др.), северо-западных и субмеридиональных (Дунаевецкого и др.), субмеридиональных, северо-западных и северо-восточных. Хмельницкий блок выделяется мозаичным расположением замкнутых контуров изобаз, отражающих микроблоковую структуру с преобладанием удлинённых изометричных блоков преимущественно северо-западной ориентировки и разницей в показателях суммарных амплитуд неотектонических движений до 50 — 70 м.

В рельефе Восточно-Подольской морфоструктуры резко выделяется гряда, протягивающаяся от с. Подкамень в направлении г. Камень-Подольский. Относительное превышение гряды над раннесарматской поверхностью выравнивания составляет 60 — 65 м. Линейное расположение, текстура слагающих ее рифогенных образований, простирающиеся трещины свидетельствуют о приуроченности к зоне глубинного разлома [74].

Приднестровская морфоструктура выделяется значительным уменьшением суммарных амплитуд неотектонических движений земной коры (до 0 — 200 м); на протяжении почти всего раннего миоцена испытывала поднятия небольшой амплитуды, в конце раннего миоцена — опускания, суммарные амплитуды которых 100 — 200 м. К концу бадена в центральной и северо-западных частях морфоструктуры была сформирована аккумулятивная морская поверхность выравнивания. В юго-восточной части морфоструктуры поверхность выравнивания оформилась к концу раннего сармата. Суммарные амплитуды последующих поднятий в северо-западной части составили 300 — 340 м, в центральной — 240 — 300 м, в юго-восточной — 0 — 200 м; средние скорости рельефообразующих послебаденских и послесреднесарматских поднятий — 0,014 — 0,019 мм/год, средние скорости антропогенных поднятий — 0,03 — 0,08 мм/год. В целом для Приднестровской морфоструктуры характерны весьма высокие значения градиентов средних скоростей неотектонических движений земной коры — более $4 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год).

В процессе поднятий активизировалась система разломов северо-западного и северо-восточного простирающихся, формировались флексуры в миоценовых отложениях, происходило деформирование баденской и сарматской поверхностей выравнивания [38].

В современном рельефе морфоструктуры отвечает террасовая плиоцен-антропогенная равнина средней части р. Днестр. Резкая активизация поднятий в антропогене привела к общему усилению эрозионных процессов, формированию в долине р. Днестр врезанных меандр, пя-и-семи уровней надпойменных террас, к деформации плиоценовых и более молодых уровней. С голоценовыми и современными поднятиями связаны деформации продольных профилей русел, пойменных террас, уменьшение мощностей и аномалии в строении голоценового аллювия, деформации продольного профиля русла р. Днестр и его левых притоков [32, 134]. Суммарная амплитуда поднятий блока в антропогене в пределах междуречья Золотая Липа — Серет составляла 180 — 200 м.

Рассмотренные выше активные структуры Подольской морфоструктуры II порядка тесно связаны с системой морфоструктур, отвечающих Западно-Европейской платформе и образующих вместе с Приднестровской морфоструктурой переходную зону к Предкарпатскому прогибу.

Росточская морфоструктура-горст выражен в рельефе одноименной возвышенностью, вершинная часть которой занята баденской поверхностью выравнивания (абс.отм. до 340 м), сложенной маломощными (до 30 м) раннебаденскими отложениями, залегающими почти горизонтально на приподнятом меловом цоколе (абс.отм. 250 — 300 м). В начале среднего миоцена она испытывала поднятия с амплитудой 300 — 320 м, в результате которых баденская поверхность была деформирована и размыта (табл. 5). В современном рельефе выделяются останцовые возвышенности с превышением над поверхностью откопанной раннебаденской поверхности выравнивания до 50 — 70 м.

Средняя скорость послебаденских поднятий Росточского горста составляет $+0,023$ мм/год.

Зоны высоких средних градиентов скоростей послебаденских движений земной коры оконтуривают Росточский горст с юго-запада и северо-востока ($4 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год)). Собственно в пределах горста средний градиент составляет $2 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год).

На возвышенности Ростошь на отметках 335 — 360 м выявлены раннеплейстоценовые ледниковые отложения средней мощностью 10 — 12 м. Установлена разница высот в 20 — 25 м в залегании ледниковых отложений на возвышенности и прилегающих с юга равнинах, позволяющая предположить, что в начале среднего плейстоцена Росточский горст испытал поднятия с амплитудой не менее двух десятков метров.

Немировско-Щирецкая морфоструктура, включающая Верещицко-Макаровский, Немировский, Завадовский, Язовский, Ставчанский, Городокский, Пустомытовский блоки, характеризуется резким погружением подошвы неогеновых отложений от +230 м до -110 м. Нулевая изобаз суммарных амплитуд неотектонических движений земной коры протягивается вдоль Городокского разлома, несколько отклоняясь к северо-востоку от него. Юго-западнее Городокского разлома, уже в пределах Предкарпатского прогиба (Яворовский и Ногачевский блоки), подошва известняков и песчаников опольского горизонта неогена опускается ниже -1200 м, здесь же существенно возрастает их мощность и изменяется литолого-фациальный состав. Суммарные амплитуды миоценовых опусканий в пределах рассматриваемой части переходной зоны возрастают в юго-западном направлении, изменяясь от 10 — 20 до 100 — 780 м.

В послебаденское время система блоковых структур в окраинной части Западно-Европейской платформы и в зоне ее сочленения с Предкарпатским прогибом испытывала воздымания с суммарными амплитудами 0 — 220 м при скоростях движений $0,006 - 0,014$ мм/год. Разница в суммарных амплитудах поднятий смежных морфоструктур может составлять несколько десятков метров. Более активные поднятия с суммарными амплитудами 100 — 220 м характерны для Городокского и северо-восточной части Завадовско-Немировского блоков, поднятия с суммарными амплитудами 100 — 150 м — для Язовско-Верещицко-Щирецко-Пустомытовского блоков.

В современном рельефе окраинной части Западно-Европейской платформы отвечает раннеплейстоценовая водно-ледниковая равнина. Поверхность ее (абс.отм. 280 — 300 м) понижается к западу и юго-западу. Мощность водно-ледниковых отложений на южной окраине междуречья Ставчанка — Верещица составляет 16 — 17 м, в долине р. Щерек и в северо-западной части равнины до 10 м, а локально увеличивается до 40 м. Существенное уменьшение мощности водно-ледниковых отложений до полного выклинивания устанавливается в пределах активных антиклинальных структур (Язовской, Любеньской).

Бессарабская морфоструктура, которой отвечает структурно-денудационная одноименная возвышенность, занимает промежуточное положение между Волыно-Подольской и Молдавской моноклиналами [188]. Конец олигоцена и ранний миоцен ознаменовались формированием здесь денудационного уровня в условиях менее интенсивных по сравнению с Подольской морфоструктурой поднятий, следствием чего было сохранение коры выветривания мощностью 5 — 15 м (местами 20 — 30 м). Обнаруживается субмеридионально-полосовое расположение контуров с различной мощностью коры выветривания, свидетельствующее о мобилизации преимущественно северо-восточных и субмеридиональных разломных нарушений и разделяемых ими структур. Амплитуды смещения по разломам достигают 40 — 60 м [14].

Суммарные амплитуды послеолигоценовых движений земной коры изменяются от -100 м до +200 м. Средние скорости этих движений в северной части составляют $0,006$, в южной — $0,002$ мм/год.

Баден-раннесарматский этап в развитии морфоструктуры характеризует-

Таблица 5. Показатели неотектонической активности морфоструктур Западно-Европейской

Образные морфоструктуры	Общие показатели неотектонической активности		Частные показатели	
	Суммарные амплитуды неотектонических движений, м	Средние предельные скорости неотектонических движений, мм/лет/год	Показатели движений, проявившихся до ретинальной смены знака движений	
			Суммарные амплитуды, м	Средние скорости, мм/год
Ростовская (II)				
Восточно-Ростовская (III)	+280 — +320	$4 \cdot 10^{-5}$	-10 — -30	-0,006
Пензенско-Широкская (III)	-150 — +280	$4 \cdot 10^{-5}$	-30 — -700	-0,05
Западно-Пензенская (IV)	-150 — -200	$4 \cdot 10^{-5}$	-30 — -180	-0,02
Ямско-Добровская (IV)	-0 — -110	$4 \cdot 10^{-5}$	-400 — -700	-0,17
Городовская (IV)	80 — 220		-30 — -100	-0,02
Широкская (IV)	260 — 280		-20 — -40	-0,009

Примечание. В скобках — порядки морфоструктур.

ся опусканиями, суммарная амплитуда которых в северной части составляет 100 — 150 м, в южной — 180 — 280 м. Средняя скорость опусканий северной части территории составляет 0,024, южной — 0,044 мм/год.

В миоцено-сарматское время Бессарабская морфоструктура вовлекается в поднятия с суммарными амплитудами 200 — 280 м. Верхнемиоценовая денудационная поверхность выравнивания, как подчеркивает Г.М. Билинскис [14], значительно деформировалась в процессе этих поднятий. Максимальные амплитуды (260 — 280 м) установлены в северной части территории; южная испытала поднятия с амплитудами 180 — 240 м.

Одним из важных этапов является средний плиоцен, к концу которого сформировалась субгоризонтальная аккумулятивная озерно-аллювиальная поверхность выравнивания. В позднем плиоцене она была слабо приподнята, а с начала антропогена вовлечена в активные поднятия. С учетом превышения покла вышней из плиоценовых террас над руслами современных речных долин амплитуда антропогенных поднятий Сокирянского блока составляет 110 — 115 м, Единецкого — 85 — 90 м, Бельцкого — 100 — 110 м; скорости антропогенных поднятий соответственно — 0,052; 0,043; 0,05 мм/год. В голоцене, по данным Г.М. Билинскиса [14], проанализировавшего развитие и особенности флювиальных, гравитационных и карстовых процессов, отчетливо выделяются Романкоуцкий и Дроковский блоки, испытавшие опускания. Остальная территория испытала относительно слабые и умеренные поднятия. Скорости современных поднятий, по данным докторного нивелирования, составили 0 — 3,4 мм/год, опусканий -0 — -5,8 мм/год.

Центральномодавскую морфоструктуру образуют структурно-денудационные и денудационные ступенчатые возвышенные равнины Кодр, сформировавшиеся в границах Молдавской моноклинали и занимающие высокие гелиометрическое положение (380 — 407 м), чем обязаны интенсивным миоцено-сарматским воздыманиям. Рельеф Кодр не наследует рельефа поверхности фундамента, резко погружающегося в юго-западном направлении (глубина от -0,3 до -4,0 км, средний уклон 33,6 м/км).

К концу олигоцена — началу миоцена в пределах Центральномодавской морфоструктуры была сформирована денудационная поверхность выравнивания, подвергавшаяся денудации и поздне, в силу чего здесь не сохранились коры выветривания, аналогичные тем, которые прослеживаются в пределах Северо-Молдавского выступа [14]. Указанная поверхность, несмотря на существенное корректирующее влияние последующих колебательных движений земной коры, сохраняет юго-западный уклон, соответствующий направлению наклона поверхности кристаллического фундамента (абсолютные

платформы

неотектонической активности		
Показатели рельефообразующих движений, проявившихся после региональной смены знака движений		
Суммарные амплитуды, м	Средние скорости, мм/год	Начало проявления рельефообразующих движений
280 — 320	+0,023	Niv
0 — +220	+0,01	
0 — 150	+0,006	
100 — 200	+0,011	
50 — 200	+0,014	
150 — 220	+0,011	

отметки изменяются от +20 м на северо-востоке до -300 м на юго-западе), но характеризуется значительным уменьшением средних падений — до 2,9 — 3,0 м/км.

Со второй половины бадена Центральномолдавская морфоструктура вовлекалась в опускания, продолжавшиеся до конца среднего сармата. Суммарные амплитуды опусканий изменялись от 200 до 400 м; средняя скорость опусканий составила 0,06 мм/год.

Масштабы и скорости опусканий восточнее и западнее линии Котовск — Бельцы существенно отличаются друг от друга. Территория, расположенная восточнее, испытала опускания с суммарными амплитудами 200 — 300 м, а расположенная западнее — 300 — 450 м. Соответственно скорости опускания составили 0,05 и 0,073 мм/год. Ступенеобразное нарастание суммарных амплитуд неотектонических опусканий к юго-западу в границах контуров северо-западной ориентировки свидетельст-

вует об активизации в это время разломов и блоков северо-западной ориентировки, предопределивших дифференциацию в осадконакоплении баденских и сарматских морских отложений.

Конец среднего сармата ознаменовался новой инверсией неотектонических движений и перестройкой тектонического плана, выразившейся в активизации системы нарушений северо-восточного направления. Суммарные амплитуды послесреднесарматских поднятий изменялись от 100 до 340 м. Максимальные поднятия испытала северо-западная часть территории (примерно до Каларашского разлома суммарные амплитуды послениверсионных поднятий изменяются от 80 до 220 м; средняя скорость — 0,013 мм/год).

Поздний сармат характеризуется проявлением новых опусканий с суммарными амплитудами 0—200 м. Северная часть территории, расположенная между Реуцельским и Унгены-Каменским разломами, испытывала слабые поднятия, центральная часть (между Унгены-Каменским и Каларашским разломами) — опускания с амплитудами 0—100 м, южная часть (между Каларашским и Тигечским разломами) — опускания с амплитудами 100 — 200 м.

Послесарматское изменение знака тектонических движений послужило отправным моментом в оформлении современного рельефа.

Как указывает Г.М. Билинкис [14], с конца раннего до конца позднего плиоцена территория испытывала некоторую стабилизацию движений, с которой связано оформление в рельефе полигенетической, преимущественно аккумулятивной (аллювиальной, озерно-аллювиальной) поверхности выравнивания, перекрытой красноцветной корой выветривания. Конец позднего плиоцена ознаменовался активизацией поднятий. Амплитуда их в это время в западной части составила 40 м, в восточной — 20 — 30 м. Однако наиболее существенная активизация поднятий связывается с антропогенном. Суммарная амплитуда антропогенных движений, учитывая гипсометрическое положение региональной плиоценовой поверхности выравнивания, равнинность которой, а также незначительное превышение над абсолютным нулем принимаются а priori, составляет 350 — 380 м [14]. По мнению автора, эти данные превышают реальные количественные показатели антропогенных поднятий, которые в периферических частях структуры составляют 120 — 130 м. Учитывая разницу высот верхнего и нижнего ярусов плиоценовых террас, достигающую в пределах Центральномолдавской морфоструктуры 60 — 90 м, приведенные Г.М. Билинкисом данные должны быть уменьшены по крайней мере до 280 — 290 м в центральной части морфоструктуры. В западной и восточной частях

территории с учетом вреза современных русел рек Прут и Днестр относительно нижнего из плиоценовых уровней суммарные амплитуды антропогенных поднятий составляют 130 — 120 м. Для антропогена характерна прерывистость движений земной коры, зафиксированная в серии террасовых уровней рек Днестр и Прут.

Представляют интерес приведенные Г.М. Билинским [14] сведения о неоднократных активизациях зон разломов, предопределивших заложение плиоцен-антропогенной гидростати, смещение шоколей аллювия плейстоценовых террас рек Днестр и Прут, деформации продольных профилей русел рек и террас и активизацию оползневых процессов.

Высокая неотектоническая мобильность рассмотренных морфоструктур Вольно-Подольской и Молдавской моноклиналей оказала влияние на динамику сопредельных морфоструктур юго-западной части УЩ, которые также испытывали знакопеременные движения земной коры, на что ранее было обращено внимание в работах А.А. Гойжевского [54], И.Д. Гофштейна [62], Г.Ф. Мырчицки [113], И.Л. Соколовского [175, 176] и других исследователей.

Днестровско-Южнобугская морфоструктура характеризуется суммарными амплитудами неотектонических движений земной коры от 280 до 120 м. В северной части, ограниченной Амарушевским, Хмельницким и Хмельницким разломами, они составляют 270 — 280, в центральной части 220 — 260, в южной, — 120 — 220 м.

В иоднебаденское и сарматское время после относительно небольших поднятий (судя по тому, что глубина вреза раннемиоценовой долины, описанной В.Н. Шелюпником, в районе городов Хмельник и Тульчин не превышала 30 — 35 м) территории испытывала опускания с суммарной амплитудой около 40 м. Сменившись их затем поднятия достигли амплитуд 180 — 220 м в южной, 240 — 280 в центральной и 260 — 280 м в северной части.

Южно-Молдавская морфоструктура ограничена Тигишским, Кайнарским и Чадир-Луцким разломами, выражена пластово-аккумулятивными наклонными равнинами, которые занимают южную часть междуречья Прут — Днестр. Абсолютные отметки поверхности уменьшаются в юго-восточном и южном направлениях (0 — 286 м) согласно с погружением поверхности кристаллического основания. Характерна весьма значительная пространственная дифференциация суммарных амплитуд неотектонических движений земной коры: от -80 м у северо-восточной до -600 м у юго-западной границы морфоструктуры. В олигоцене — раннем миоцене преобладает в поднятия, в процессе которых формируется денудационная поверхность выравнивания, интенсивная опускания в позднесарматское время с суммарными амплитудами 100 — 350 м, в позднесарматско-позднемиоценовое — 150 — 400 м. Суммарная амплитуда опусканий составляет 250 — 750 м.

Несмотря на то что в позднемиоценовое время Южно-Молдавская морфоструктура испытывала дифференцированные поднятия, их показатели не были настолько значительными, чтобы нивелировать значение предшествовавших опусканий, в связи с чем олигоцен-раннемиоценовая денудационная поверхность располагается на отметках - 100 — 600 м и сохраняет уклон к юго-западу и западу.

Средне-позднемиоценовый этап характеризуется проявлением региональной инверсии и последующими вслед за этим поднятиями практически на всей территории, за исключением юго-восточной части (нулевая изобара проходит через села Шабо и Широко). Суммарные амплитуды поднятий нарастают к северо-западу до 240 м; средняя скорость составляла 0,026 мм/год. Характерно изменение рисунка изобаз послепозднемиоценовых движений, расположенных под прямым углом к изобазам суммарных амплитуд неотектонических движений земной коры. Это свидетельствует о весьма существенных перестройках в новейшем плане, особенно проявившихся на территории между Тигишским и Фрунзовским разломами.

Суммарные амплитуды антропогенных поднятий в северной части Южно-Молдавской морфоструктуры составили 76 — 80 м; в районе с. Шабо проходит нулевая изобара, южнее которой отсчитывается погружение плиоценовых террас

под более молодые, а также широкое развитие пластово-аккумулятивных наклонных и субгоризонтальных аллювиальных и морских равнин. Амплитуда антропогенных опусканий — от нескольких метров до 40 м. Средняя скорость послепонтических поднятий — 0,02 мм/год, антропогенных — 0,04, опусканий же — 0,02 мм/год.

Не менее сложным было развитие рельефа западного сегмента Скифской плиты, которому отвечают наклонные к югу и юго-востоку денудационные и пластово-аккумулятивные равнины на отметках от 100 до 200 м, а также субгоризонтальные преимущественно аккумулятивные равнины на отметках от 0 до +100 м.

Высокая мобильность структур Западного сегмента Скифской плиты является отражением сложно переплетающихся событий, происходивших, с одной стороны, в Карпатском орогене, с другой — в Черноморской впадине, детальный анализ которых проведен А.В. Чекуновым [203, 204].

Поздний олигоцен характеризуется усилением тектонической активности, в результате чего северная часть Добруджи начинает испытывать интенсивные поднятия и соединяется через о-в Змеиный с Новоселовским и Симферопольским поднятиями в Равнинном Крыму. С концом олигоцена и началом раннего миоцена связывается оформление в рельефе суши денудационной поверхности выравнивания, фиксированной, как отмечает Г.М. Билинчис [14], корой выветривания. Современное гипсометрическое положение этой поверхности определяется влиянием последующих неотектонических движений. Выше базиса эрозии она залегает лишь к юго-востоку от г.Рени, на остальной части территории — погребена под более молодыми отложениями и имеет абсолютные отметки - 100 — - 250 м. В Придобруджском прогибе указанная поверхность залегает на отметках - 100 — - 600 м. Суммарные амплитуды неотектонических движений земной коры в северо-западной части прогиба составляют - 350 — - 600 м, между Припрутской ступенью и Фрунзовским разломом - 200 — - 300 м, восточнее Фрунзовского разлома - 100 — - 250 м.

Поэтапный неотектонический анализ динамики структур Западного сегмента Скифской плиты показывает весьма значительную изменчивость интенсивности и направленности их движений, что оказало существенное влияние на ход событий в истории Паратетиса и развитие рельефа, сформировавшегося после прекращения его существования [120, 196].

В среднем миоцене Западный сегмент Скифской плиты, за исключением низовьев р.Дунай (южнее линии Шевченко — Рени), испытывает резкое погружение. Суммарная амплитуда баден-среднесарматских опусканий составила 50 — 200 м. Максимальные опускания (150 — 200 м) со средней скоростью 0,034 мм/год испытала северная часть Нижнепрутского выступа. Для Придобруджского прогиба в целом характерна относительно слабая пространственная дифференциация интенсивности движений, за исключением Крыловской впадины, опережавшей в опусканиях смежные структуры (150 м). Средняя скорость опускания Крыловской впадины составила 0,03 мм/год, остальных структур Придобруджского прогиба — 0,019 мм/год. Г.М. Билинчис [14] полагает, что в среднем миоцене наиболее стабильной структурой был Килийский выступ (между Фрунзовско-Арцизским, Болградским и Ялпукским разломами). В середине бадена опускания, по всей вероятности, существенно замедлились или сменились слабыми поднятиями, о чем свидетельствует небольшой перерыв в осадконакоплении между подольской и черновицкой свитами. Позднесарматские, мзотические и понтические опускания (суммарные амплитуды 450 м) охватили практически всю территорию Западного сегмента Скифской плиты, за исключением южной части Нижнепрутского выступа; по направлению к востоку отмечается их уменьшение до 50 м. Изобазы подчеркивают пространственную дифференциацию движений в границах нескольких субширотных блоковых структур.

Суммарные амплитуды неотектонических опусканий в целом за баден-понтическое время составляют 100 — 550 м. Максимальные значения отмечены в северной части Нижнепрутского выступа, средняя скорость опускания

которого за это время составила 0,044 мм/год; скорость опускания Алуатского грабена 0,03 мм/год, Тузловского — 0,024, Нижнедунайского — 0,01 мм/год.

К концу понта в границах Западного сегмента Скифской плиты сформировался базовый доминантный геоморфологический комплекс — морская аккумулятивная поверхность выравнивания, которая на большей части территории была вовлечена в поднятия с конца новороссийского времени (средний понт), а в придунайской части — с босфорского времени (поздний понт). Суммарные амплитуды послепонтических движений земной коры в границах Нижнепрутского выступа изменяются от 0 до - 150 м, Придобруджского прогиба — от - 60 до + 160 м. Нулевая изобазы разделяет равнины, формирование которых в условиях послепонтических поднятий осуществлялось при участии денудационных процессов в междуречьях и ограниченной аккумуляции в долинах, а в условиях опусканий — при преобладании аккумулятивных процессов (наложении террас, формировании дельт и др. [14 и др.]). Скорость послепонтических поднятий составила 0,025, опусканий — 0,015 мм/год.

Послепонтические поднятия наиболее активными были в районе линии Кагул — Тараклия — Болград — Вулканешты, где сформировались денудационные равнины с глубинами расчленения рельефа 100 — 180 м. Они определяют пространственные закономерности формирования речных террас, дельт и морских террас в междуречье Прут — Дунай — Днестр, что отражено в публикациях Г.М. Билинкиса, И.Л. Соколовского, В.Г. Чирки, Н.П. Семеника и др.

Отмечается последовательное вовлечение в поднятия структур в направлении с севера на юг. Важная роль в этом процессе принадлежит Болградскому, Вулканешты-Калибацкому и другим нарушениям запад-северо-западного простирания. Средний плиоцен большинством исследователей рассматривается как этап некоторой стабилизации движений, во время которой в рельефе оформилась обширная аллювиально-дельтовая равнина, представленная отложениями столической свиты. Впоследствии в результате дифференцированных движений она была выведена на разные гипсометрические уровни. По данным Г.М. Билинкиса [14], в районе Кодр она располагается на абсолютной отметке +420 м, в низовьях р. Дунай — - 200 м.

Рубеж среднего и позднего плиоцена характеризуется понижением уровня моря и активизацией эрозийных процессов в речных долинах. Южная часть Нижнепрутского выступа и Придобруджского прогиба начиная с позднего плиоцена существенно отставала в поднятиях и периодически испытывала опускания. Нулевая изобазы суммарных амплитуд антропогенных движений земной коры протягивается по линии Белень — Кривичи — Татарбунары — Белгород-Днестровский. Суммарная амплитуда антропогенных опусканий структур, расположенных южнее этой линии, достигает 180 м.

Антропогенный этап характеризуется весьма высокой активностью разломных нарушений. Г.М. Билинкис [14 и др.] описывает сбросы и взбросы с амплитудой до 20 — 25 м в аллювиальных отложениях верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена (с. Делакэу), а также активизацию оврагов и оползней.

Западный сегмент Скифской плиты отличается весьма высокой сейсмичностью. Из числа активных (с 6 — 8-балльными сейсмическими проявлениями) разломов заслуживает внимания Нижнедунайская зона, вдоль которой преобладают горизонтальные перемещения с северо-западной ориентировкой направления максимального сжатия в сторону глубоководной сейсмической зоны Вранча, активизирующейся, по данным В.Т. Воловика, В.К. Гаврилова, А.В. Друмя, В.И. Няга, в результате надвигания Карпатской литосферной плиты на платформенную. В ходе надвигания большое значение приобретают процессы «выжимания» — «вдавливания» блоков земной коры, на границах которых возникают сейсмические явления. Анализ развития рельефа и пространственных закономерностей проявления наиболее существенных структурных перестроек, запечатленных в нем, позволяет предположить повышение сейсмической активности платформенных структур Западного сегмента

Скифской плиты в конце среднего — начале позднего плиоцена, в конце плиоцена — начале антропогена, в конце среднего плейстоцена.

Исследование структурно-геоморфологических особенностей и динамики блоковых структур в новейшее время и на современном этапе позволяет констатировать то, что в миоцене существенной была активизация диагональных и субширотных нарушений, в плиоцене — субмеридиональных, в антропогене — северо-восточных и субмеридиональных.

Анализ динамики морфоструктур подзоны весьма контрастных неотектонических движений позволяет выделить несколько этапов в истории их развития.

Позднеолигоцен-раннмиоценовый этап характеризуется проявлением прерывистых поднятий, сочетавшихся с процессами деструкции и выравнивания, следствием чего было завершение оформления в рельефе Волыно-Подольи денудационной равнины, формирование которой началось в позднем мелу. Фрагменты ее сохранились в северо-западной части Волинско-Полесской морфоструктуры; в пределах Подольской и Бессарабской морфоструктур она была погребена и в значительной степени преобразована процессами деструкции и новейшими деформациями на более поздних этапах развития рельефа.

Среднемиоценовый этап отличается проявлением нисходящих движений земной коры, охвативших территорию подзоны практически полностью. К концу этапа на значительной части территории Волыно-Подольи были сформированы морские аккумулятивные поверхности выравнивания, а на севере, в условиях слабых поднятий, — аккумулятивно-денудационная и денудационная равнины. Определяющее значение в процессе формирования рельефа в южной части территории имели диагональные разломные нарушения северо-западного простирания, на остальной территории — северо-восточного.

Позднемиоцен-раннеплиоценовый этап характеризуется региональными поднятиями и новой активизацией процессов денудации, обусловившей весьма значительную деструкцию сформировавшегося ранее рельефа.

Позднеплиоцен-антропоценовый этап характеризуется чрезвычайно сложной дифференциацией активности и направленности неотектонических движений земной коры, существенно корректирующих интенсивность проявления процессов плоскостной денудации, флювиальных, ледниковых, карстовых [75] и оловых. В позднем плиоцене и середине раннего плейстоцена отмечается относительная стабилизация поднятий.

Проявлялась активизация разломов субмеридионального и северо-восточного направлений в пределах Подольской морфоструктуры, субмеридионального, субширотного и юго-восточного направлений — в пределах Волинско-Полесской морфоструктуры. Южная часть Подольской морфоструктуры характеризуется псевдотектоническими движениями, связанными с пластическими перемещениями солей и гравитационными дислокациями (экзотектоническая складчатость), возникающими в процессе интенсивного эрозионного расчленения Подольской возвышенности [32].

Морфоструктуры рассматриваемой подзоны весьма активных знакопеременных неотектонических движений земной коры относятся к категории новообразованных. Среди них выделяют следующие морфоструктуры:

испытывавшие неотектонические знакопеременные движения земной коры с преобладанием восходящей составляющей (Подольская, Центральномолдавская);

испытывавшие неотектонические знакопеременные движения с преобладанием восходящей составляющей при весьма значительной роли нисходящих движений на доинверсионном этапе развития (Приднестровская, Бессарабская);

испытывавшие неотектонические знакопеременные движения земной коры с преобладанием нисходящей составляющей (Южно-Молдавская, Нижнепрутская, Придубруджская);

испытывшие преимущественно восходящие движения, сочетающиеся с проявлением кратковременных опусканий (Малополесско-Волинская, Добруджская).

Подзона умеренных и слабоконтрастных движений

Подзона умеренных и слабых движений охватывает унаследованные морфоструктуры Причерноморской впадины, а также сопредельных частей УЩ и Центрального сегмента Скифской плиты. В современном рельефе им отвечают преимущественно низменные пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины. Новейший структурный план соответствует более древним структурным планам, в силу чего Причерноморская морфоструктура отнесена к числу прямых древнеунаследованных.

Суммарные амплитуды неотектонических движений земной коры изменяются с севера на юг от +40 до -550 м. Нулевая изобазы проходит через населенные пункты Токмак, Малоекатериновка, Томаковка, Орджоникидзе, Высокополье, Баштанка, Пески, Белоусовка, Веселиново, Доманевка, Николаевка.

Пластово-аккумулятивные равнины. В соответствии с общими показателями неотектонической активности структур и характером рельефообразования в границах Причерноморской впадины выделяются субширотные Северо-Причерноморская и Южно-Причерноморская морфоструктуры II порядка. Они разделены достаточно широкой зоной (около 20 км), ограниченной, по всей вероятности, Федоровским и Новомазковским разломами, в пределах которой особенно проявились динамические перестройки на этапе рельефообразования.

В границах Северо-Причерноморской морфоструктуры суммарные амплитуды неотектонических движений изменяются от +40 до -100 м; средние градиенты скоростей неотектонических движений составляют $1 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год). В Южно-Причерноморской морфоструктуре суммарные амплитуды находятся в пределах от -100 до -550 м, а градиенты скоростей — $8 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год) (табл.6).

Дифференциация количественных показателей суммарных амплитуд неотектонических движений внутри указанных морфоструктур незначительна. Некоторое уменьшение суммарных амплитуд наблюдается на Рубановско-Фрунзенском выступе, которому отвечает уменьшение мощностей неогеновых отложений (до 110 м), а также на Херсонском выступе фундамента.

Анализ развития неотектонических движений земной коры во времени позволяет констатировать наличие двух крупных этапов — олигоцен-раннеплиоценового и среднелигоцен-антропогенного. Оligocen-раннелигоценный этап характеризуется преимущественными опусканиями, сопряженными с формированием мощной толщи морских карбонатных, карбонатно-терригенных и терригенных образований. Их суммарные амплитуды в северной части Причерноморской впадины составили 60 — 100 м, в южной — 120 — 320 м. Наиболее интенсивные опускания испытала южная часть междуречья Днепр — Молочная. По данным Г.В. Пасечного [150], скорость осадконакопления в течение отдельных палеогеографических веков этого этапа существенно изменялась и составляла 0,01 — 0,08 мм/год.

Средние скорости опусканий Северо-Причерноморской морфоструктуры на олигоцен-раннелигоценном этапе составили 0,004 мм/год. В пределах системы поперечных блоковых структур значения скоростей в междуречьях Южный Буг — Тилигул, Ингулец — Днепр, Днепр — Молочная составляют 0,005 мм/год, в междуречье Ингул — Южный Буг — 0,003 мм/год.

В границах Южно-Причерноморской морфоструктуры средние скорости опусканий 0,013 мм/год, в северной части Присивашья — до 0,017 мм/год, в междуречье Днепр — Молочная — 0,01 мм/год, а в междуречье Южный Буг — Тилигул — 0,008 мм/год.

Смена знака тектонических движений в конце раннего плиоцена ознаменовала начало среднелигоцен-антропогенного этапа, с которым связано уста-

новление преимущественно континентальных условий геоморфогенеза. Последниверсионные движения носили прерывистый характер, были относительно малоамплитудными и слабо дифференцированными в пространстве. Суммарные амплитуды последниверсионных движений земной коры изменялись от +60 и в северной части Причерноморской впадины до -120 м в южной. Нулевая изобазы протягивается через населенные пункты Любополь, Новоселовка, Днепрятны, Ивановка, Мелитополь и отделяют северную часть с малыми градиентами скоростей неотектонических движений от южной.

Максимальные поднятия с амплитудами +60 м испытала территория междуречья Ингул — Днепр в северной части Причерноморской впадины на границе с Кировоградским блоком УЩ. Максимальные опускания с амплитудами 120 м зафиксированы в блоке, ограниченном Нижнеднепровским и Каховским разломами в низовьях р. Днепр. Средняя скорость последниверсионных поднятий в Северо-Причерноморской морфоструктуре составила 0,002 мм/год, а средняя скорость опусканий в Южно-Причерноморской морфоструктуре — 0,004 мм/год. Максимальные скорости послепонтических опусканий характерны для Днепровской дельты и прилегающей приморской части (0-906 мм/год).

Для среднелицен-антропогенных движений земной коры, как и для более ранних, характерна выраженная дифференцированность в пределах субширотных структур, подчеркиваемая расположением изобаз, ориентированных параллельно Федоровскому, Новокаховскому, Новоаячковскому и Новониколаевскому разломам. На эту особенность обращали внимание Н.С. Благоголин [16], В.Г. Бондарчук, П.К. Заморий, И.Л. Соколовский [22] и др.

В границах Северо-Причерноморской морфоструктуры с учетом амплитуд послераннелиценных поднятий, а также интенсивности моделировки первичной понтической равнины среднелицен-антропогенными экзогенными процессами выделены выраженные в рельефе морфоструктуры III порядка: Березовская, ограниченная Одесско-Тальновским, Первомайским и Николаевским разломами, Баштанская, ограниченная Криворожской зоной разломов; Великоалександровская, ограниченная Каховским разломом; Верхнерогачинская, ограниченная Орехово-Павлоградской зоной разломов; Токмакская, расположенная между Орехово-Павлоградской и Западно-Приазовской зонами разломов. Оформление поверхности понтической равнины флювиальными процессами в пределах Березовской морфоструктуры осуществлялось при преобладании эрозии. Характерна преимущественно северо-западная ориентировка спрямленных элементов речной и овражно-балочной сети, отражающая положение Одесско-Тальновского, Гвоздовского и некоторых более мелких нарушений. Морфоструктуры, расположенные восточнее Баштанской и Великоалександровской морфоструктур, характеризуются появлением субмеридиональных и северо-восточных направлений в ориентировке спрямленных элементов речной и долинно-балочной сети, что согласуется с Кировоградской и Криворожской зонами разломов, а также более мелкими нарушениями.

Березовская, Баштанская и Великоалександровская морфоструктуры характеризуются устойчивыми послепонтическими поднятиями (от 30 до 50 м), Верхнерогачинская — отставанием в поднятиях (20 — 30 м). На ее территории в среднем и позднем плиоцене формировались достаточно обширные аллювиальные равнины, денудация которых начала осуществляться позднее и имела гораздо менее выразительный характер, в результате чего их поверхность практически не расчленена. Токмакская морфоструктура в среднем и позднем плиоцене также отставала в поднятиях. Формирование понтической поверхности выравнивания осуществлялось под воздействием эрозионных процессов, пространственные закономерности проявления которых хорошо увязываются с системой микроблоковых структур в зоне сопряжения Причерноморской впадины и Приазовского блока УЩ.

Тесно сопряжена с новейшими движениями Северо-Причерноморской морфоструктуры динамика структур окраинной части УЩ (Приднепровская морфоструктура). Суммарные амплитуды неотектонических движений изменялись от +20 до +140 м.

Таблица 6. Показатели неотектонической активности морфоструктур зоны проявления эпизодических и слабоконтрастных неотектонических движений

Морфоструктуры	Общие показатели неотектонической активности		Частные показатели	
	Суммарные амплитуды неотектонических движений, м	Средние градиенты скоростей неотектонических движений, см/(км/год)	Показатели движений, проявившиеся до региональной смены знака	
			Суммарные амплитуды, м	Средние скорости, мм/год
Унаследованные морфоструктуры				
<i>Причерноморская (I)</i>				
<i>Северо-Причерноморская (II)</i>				
Балтская (III)	+100 — -100	$3 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-6}$	-100 — -120	-0,006
Березовская (III)	+20 — -100		-80 — -140	-0,005
Баштанская (III)	+40 — -100		-60 — -80	-0,003
Великоалександрийская (III)	+20 — -160		-80 — -120	-0,005
Верхнерогачинская (III)	0 — -140		-80 — -160	-0,006
Томьянская (III)	0 — -100		-60 — -100	-0,004
<i>Южно-Причерноморская (II)</i>				
Одесская (III)	-100 — -240	$5 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$	-100 — -150	-0,005
Очаковская (III)	-100 — -400		-120 — -200	-0,008
Херсонская (III)	-100 — -420		-80 — -180	-0,006
Нижнеднепровская (III)	-200 — -460		-160 — -360	-0,013
Асканийская (III)	-200 — -500		-160 — -340	-0,013
Акшумовская (III)	-140 — -500		-180 — -300	-0,012
Северо-Приазовская (III)	-20 — -120		-100 — -120	-0,006
<i>Равниннокрымская (I)</i>				
<i>Симферопольско-Тарханкутская (II)</i>				
Тарханкутско-Новоселовская (III)	+20 — -300	$5 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$	-30 — -120	-0,004
Евпаторийско-Альминская (III)	0 — -500	$> 4 \cdot 10^{-5}$	-200 — -450	-0,011
Симферопольская (III)	+100 — +200	$5 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-6}$	0 — -150	-0,002
<i>Симферопольско-Приазовская (II)</i>				
Керченитско-Сивацевская (III)	-400 — -700	$> 4 \cdot 10^{-5}$	-400 — -700	-0,25
Красногвардейско-Новоархангельская (III)	-100 — -300	$7 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$	-100 — -200	-0,009

Примечание. В скобках — порядок морфоструктур.

Днепровско-Верховцевская морфоструктура II порядка характеризуется суммарными амплитудами неотектонических движений +100 — +140 м и относительно большими показателями послеплейстоценовых поднятий (80 м), Запорожско-Никопольская морфоструктура соответственно 20 — 100 и около 60 м.

Запорожско-Никопольская морфоструктура и южная часть Кировоградской были охвачены малоамплитудными опусканиями в раннем плиоцене; последняя смена знака тектонических движений произошла в послеплиоценовое время. Повышенная активность на послеплейстоценовом этапе характерна для

ли неотектонической активности		
Показатели рельефообразующих движений, проявившихся после региональной смены знака		
Суммарные амплитуды, м	Средние скорости, мм/год	Начало проявления рельефообразующих движений
+80 — +140	+0,02	№ ₁
+40 — +80	+0,012	
+40 — +50	+0,01	
- 20 — - 40	+0,006	
+30 — +50	+0,008	
+30 — +50	+0,008	
- 20 — +40	± 0,003	№ ₂
- 10 — +30	± 0,004	
0 — +30	+0,003	
0 — - 120	- 0,012	
0 — - 80	- 0,008	
+25 — - 40	- 0,008	
- 20 — - 40	± 0,04 — - 0,006	№ ₃
0 — +80	+0,002	
+50 — - 50	+0,001	
0 — +110	+0,003	
- 50 — - 25	- 0,002	№ ₄
+60 — - 150	± 0,004	

Девладовского, Приднепровского, Криворожско-Кременчугского, Малояннисольского, Западно-Приазовского разломов, ограничивших структуры, в пределах которых понтическая и сарматская поверхности выравнивания были выведены на различные гипсометрические уровни и подверглись сложному постгенетическому расчленению.

Коняско-Яльвская морфоструктура также испытывала неотектонические колебательные движения. Амплитуда сарматских опусканий составляла около 30 м, послепонтийских поднятий — 40 — 60 м. Суммарные амплитуды неотектонических движений земной коры изменялись от +90 до 100 м.

Отличительная особенность Южно-Причерноморской морфоструктуры — широкое развитие лиманно-морской и флювиальной аккумуляций, проявившихся после региональной понтической смены знака тектонических движений земной коры. Отмечается дифференцированность в проявлении аккумулятивных, а также эпигенетических деструктивных процессов в Очаковском, Херсонском, Нижнеднепровском, Асканийском, Акимовском и Северо-Приазовском блоках, разграниченных Одесско-Тальновским, Николаевским, Нижнеднепровским, Каховским, Белозерским и Западно-Приазовским разломами.

Очаковская морфоструктура выделяется среди прочих более длительным проявлением деструктивных процессов в условиях слабых поднятий, проявившихся практически на всей ее территории, кроме юго-западной части (между Бугским и Березанским лиманами), испытавшей опускания. Вследствие этого аллювий среднелипцено-

вой террасы пра-Буга залегает на отметках - 47 ± - 49 м, позднелипценовых террас — - 41 ± - 39 и - 28 м [107]. В погребенном состоянии находятся также и более молодые аллювиальные образования верхнелипценового и голоценового возраста.

Херсонская морфоструктура в послепонтическое время отставала в поднятиях от смежных структур. В рельефе ей отвечает серия средне-позднелипценовых террас. В южной части междуречья Буг — Днепр подошва среднелипценового аллювия находится на отметке 25 м, позднелипценового — - 5 и +10 м [53].

Нижнеднепровской морфоструктуре отвечает дельта р. Днепр, формирование которой сопряжено с активизацией опусканий с конца позднего плиоцена — начала антропогена и интенсивным осадконакоплением аллювиально-дельтовых образований. Характерны также весьма интенсивные голоценовые опускания, вследствие которых верхнеплейстоценовые лесовые образования оказались ниже уровня моря. Скорость современных опусканий морского побережья в районе Скадовска составляет 0,84 мм/год.

Асканийской морфоструктуре отвечает субгоризонтальная аллювиально-озерная равнина, сформировавшаяся в результате деятельности позднелистоценовых речных долин и осадконакопления в замкнутых водоемах. Важная роль в рельефе принадлежит подам, наиболее крупные из которых Агайманский, Зеленый, Черная Долина, Большие Чапли и др., а также лиманам, большая часть из которых имеет структурную предопределенность.

Акимовская морфоструктура (между Белозерским и Западно-Приазовским разломами) характеризуется сложной динамикой рельефообразующих движений земной коры, в результате чего позднелистоценовые террасы в долине р. Молочная оказались погребенными под раннелистоценовыми отложениями.

Северо-Приазовской морфоструктуре отвечают наклонные пластово-аккумулятивные равнины среднесарматского, понтического и кузальницкого возраста. В южной части, примыкающей к Бердянско-Кальмиусскому разлому с юга, протягивается позднелистоценовая терраса, подошва аллювия которой погружается к западу и юго-западу, а абсолютные отметки поверхности уменьшаются к югу от 75 — 80 до 20 — 40 м. По данным В.М. Мацуя, Т.Ф. Христофоровой, В.Н. Шелкопляса, увеличение мощности позднелистоценового аллювия установлено в блоке, ограниченном Грузско-Еланчикским и Кальмиусским разломами, и в некоторых других местах. К западу от р. Обиточная позднелистоценовая терраса погребена под нижнелистоценовым аллювием V надпойменной террасы, широкий контур которой прослеживается также на левобережье р. Берда. Важным моментом в истории развития является этап новозвксинской регрессии, с которым связано резкое переуглубление долины р. Берда (60 — 65 м), выполненное аллювием соответствующего возраста и перекрытое голоценовыми аллювиальными образованиями. Морфологические особенности рельефа в значительной степени определяются системой диагональных нарушений, предопределивших положение устьевых частей долин южного склона Приазовской возвышенности, а также кос Азовского моря.

В истории неотектонического развития структур Причерноморской впадины выделяются позднелистоцен-раннелистоценовый этап опусканий [114, 120, 150, 184, 185, 204 и др.], дифференцированно проявившихся в Северо-Причерноморской и Южно-Причерноморской морфоструктурах II порядка, предчокракский этап перестройки движений и поднятий (захватывает конец раннего и начало среднего миоцена), среднелистоценовый — раннелистоценовый этапы опусканий, предшествовавших региональной смене знака неотектонических движений земной коры в понтический век.

Впоследствии Северо-Причерноморская и Южно-Причерноморская морфоструктуры испытали синхронные, но разнонаправленные движения земной коры: в северной части территории проявились прерывистые поднятия, в южной — опускания и весьма слабые поднятия, характерные для всего среднелистоцен-антропогенного этапа.

Исследованиями последних лет [63 и др.] доказано рельефообразующее значение эвстатического фактора, предопределившего плановую и высотную миграцию базиса эрозии и специфику формирования террасовых рядов и аллювия плиоцен-антропогенного возраста, особенно в границах Южно-Причерноморской морфоструктуры. Несомненно, важная роль в формировании флювиального рельефа принадлежит постчаудинской, предка-

рангатской, посткарангатской (снижение уровня до отметок - 100 — - 120 м) и новозвксинской (снижение уровня до отметки - 90 м) регрессиям Черноморского бассейна, повлекшим за собой значительный врез речных долин. П. Ф. Гожик [53] выделяет предновозвксинскую, прелкарангатскую и антскую регрессивные фазы в развитии речных долин, которым соответствуют максимальные врезы, что, вероятно, необходимо учитывать при количественной оценке амплитуд неотектонических движений земной коры в антропогене.

Осадконакопление и развитие рельефа в Причерноморской впадине тесно связаны с событиями, происходившими в Центральном сегменте Скифской плиты и Черноморской впадине.

Центральному сегменту Скифской плиты отвечают структурно-денудационные и полигенные аккумулятивные, преимущественно лиманно-морские и аллювиально-пролювиальные равнины. Абсолютные отметки поверхности водораздельных пространств Тарханкутской возвышенности изменяются от 100 до 179 м, наклонных равнин, примыкающих к северному склону Крымских гор, — от 60 до 150, субгоризонтальных равнин центральной части Крымского полуострова — от 20 до 60, равнин Присивашья — от 0 до 27 м.

В олигоцене — раннем миоцене Центральный сегмент Скифской плиты практически повсеместно, за исключением Новоселовского и Симферопольского поднятий, испытывал опускания.

Суммарные амплитуды новейших опусканий Альминской впадины составляют 100—500 м, Калиновской депрессии — 0—100 м (южная часть Калиновской депрессии вовлечена на последних стадиях неотектонического этапа в поднятия и поэтому характеризуется суммарными амплитудами неотектонических движений до +100 м), западной части Каркинитско-Северо-Крымского прогиба - 20 ÷ - 100 м, а прибрежной зоны — 100—300 м. В Михайловской депрессии суммарные амплитуды неотектонических опусканий восточнее Салгирско-Октябрьского разлома резко нарастают от 100 до 500 м; в районе Балашовского выступа достигают максимальных для Каркинитско-Северо-Крымского прогиба значений — 600 ÷ 750 м. Суммарные амплитуды новейших движений Новоселовского поднятия изменяются от +20 до +40 м, Симферопольского — от 0 до +120 м.

В Центральном сегменте Скифской плиты отмечается чрезвычайно высокая степень тектонической раздробленности, сочетающаяся с большими значениями средних градиентов скоростей неотектонических движений. Максимальные градиенты ($4 \cdot 10^{-5}$ см/(см/год)) характерны для системы нарушений и узких блоков на северо-западном склоне Тарханкутской возвышенности, для Альминской впадины, южной части Балашовского выступа. В пределах собственно Новоселовского и северной части Симферопольского поднятий градиент составляет $3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-6}$ см/(см/год)).

Большинство исследователей признают важную рельефообразующую роль движений земной коры, проявившихся после отложения новороссийского подъяруса.

Современное гипсометрическое положение аккумулятивной понтической поверхности выравнивания, рассматриваемой в качестве базового доминантного геоморфологического комплекса, отражает дифференцированные движения блоковых структур в позднем плиocene и антропогене. Северо-восточнее и восточнее линии Раздольное — Красногвардейское — Кировское эта поверхность испытала опускания и находится на отметках до -150 м, западнее и юго-западнее она располагается выше нуля, испытывает общий подъем в сторону Крымских гор и деформирована в районах наиболее активных локальных структур.

Суммарные амплитуды послепонтических движений земной коры характеризуются весьма сложной пространственной дифференциацией. Нулевая изобазы оконтуривает Новоселовское и Симферопольское поднятия, а также западную часть Михайловской депрессии, выраженную в рельефе Тарханкутской возвышенностью. Суммарные амплитуды поднятий в указанных районах не превысили 100 м.

Скорости послепонтических движений в Каркинитско-Северо-Крымском

прогибе изменяются от 0,002 до 0,004 мм/год, на Каламитско-Центрально-крымском поднятии — от 0,001 до 0,003 мм/год.

Дифференцированный характер движений земной коры подчеркивается неравномерным распределением мощностей позднплиоцен-антропогенных отложений и различным положением их подошвы относительно абсолютного нуля. Минимальные мощности (до 20 м) и наиболее высокое гипсометрическое положение подошвы отмечаются на территории, ограниченной разломами, протягивающимися по линиям Оленевка — Березовка, Кропоткино — Камышное — Первомайское — Лобаново, оз. Сасык — Красногвардейское, а также Донузлавским нарушением. В рельефе указанной территории отвечает структурно-денудационная равнина, максимально приподнятая и деформированная в позднем плиоцене и антропогене в районах Меловой, Краснополянской, Октябрьской, Глебовской и других локальных структур.

Евпаторийско-Скадовское нарушение ограничивает наиболее приподнятую (абс. отм. 150—179 м) часть Тарханкутской возвышенности, для которой характерны и наиболее интенсивные антропогенные поднятия. Пониженная ее восточная часть (абс. отм. 50—150 м) имеет выравненный рельеф, нарушаемый локальными повышениями континентальной поверхности выравнивания в районах Татьяновской, Барановской, Серебрянской и других структур.

В позднем плиоцене — антропогене на формирование рельефа существенное влияние оказали Симферопольско-Тарханкутская и Сивашско-Приазовская морфоструктуры [146], разделенные зоной глубинного разлома. В составе Симферопольско-Тарханкутской морфоструктуры, испытавшей слабо-активные и умеренные поднятия, выделяются Тарханкутско-Новоселовский, Евпаторийско-Альминский и Симферопольский блоки, которым в рельефе соответствуют структурно-денудационные и разновысотные пластово-аккумулятивные аллювиально-пролювиальные равнины. Наиболее активное рельефообразующее влияние в плиоцене и антропогене имели Евпаторийское, Ивановско-Владиславовское, Северо-Крымское нарушения.

В составе Сивашско-Приазовской морфоструктуры, характеризующейся значительными опусканиями в позднем плиоцене и антропогене (50—200 м), выделяют Каркинитско-Сивашский и Красногвардейско-Новоцарицынский блоки.

Таким образом, в подзоне умеренных и слабых знакопеременных рельефообразующих неотектонических движений земной коры выделяются преимущественно унаследованные морфоструктуры следующих типов:

умеренно активные, испытавшие преимущественно восходящие неотектонические рельефообразующие движения земной коры (Северо-Причерноморская, Приднепровская, Симферопольская);

активные, испытавшие восходящие рельефообразующие движения, сочетающиеся с высокой активностью брахиантиклинальных структур (Тарханкутско-Новоселовская);

активные, испытавшие преимущественно нисходящие движения (Альминская, Калиновская, Михайловская, Геническая, Южно-Причерноморская), которые сменились на слабые и весьма слабые поднятия в антропогене и были вовлечены в опускания на современном этапе.

НОВЕЙШАЯ ЭНДОДИНАМИКА И ГЕОМОРФОГЕНЕЗ ОРОГЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР

Эпигеосинклинальные орогены Восточных Карпат и Крымских гор входят в альпийский Средиземноморский пояс, процессы орогенеза в котором связываются главным образом с событиями неотектонического этапа.

СВОДОВОЕ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЕ ГОРНОЕ СООРУЖЕНИЕ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Восточные Карпаты представляют собой центральный сегмент Восточно-Средиземноморской (Карпато-Балкано-Динарской) складчатой

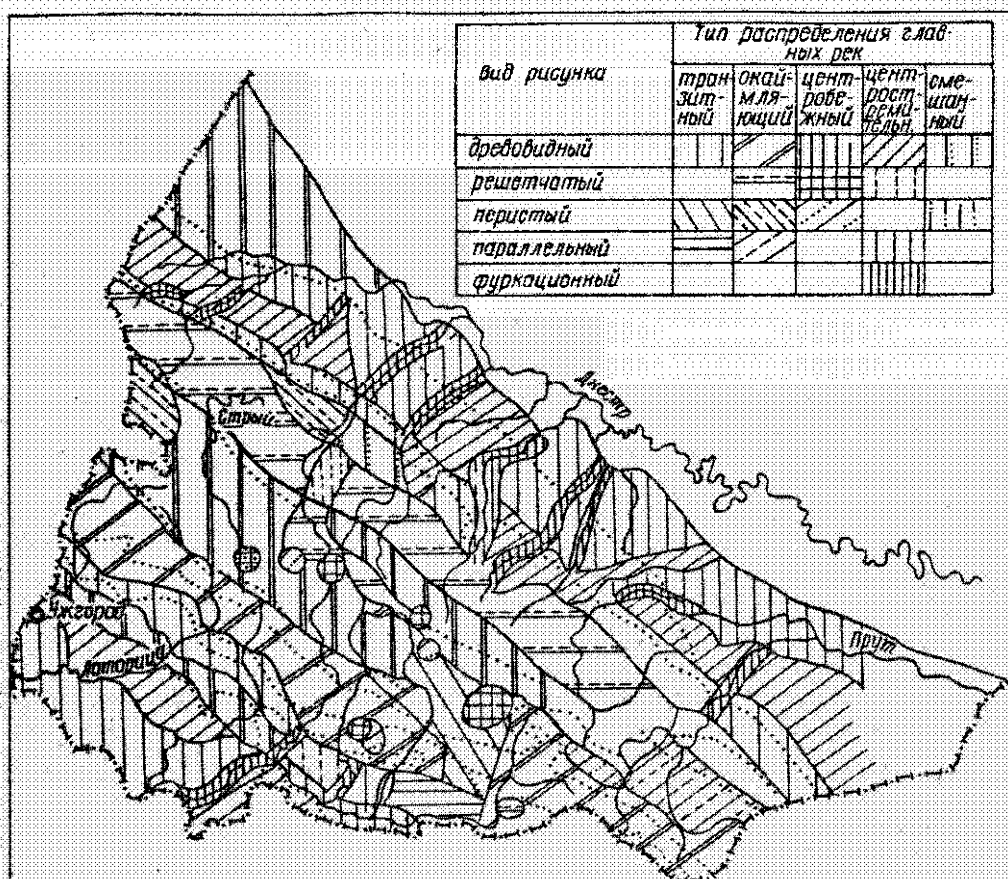
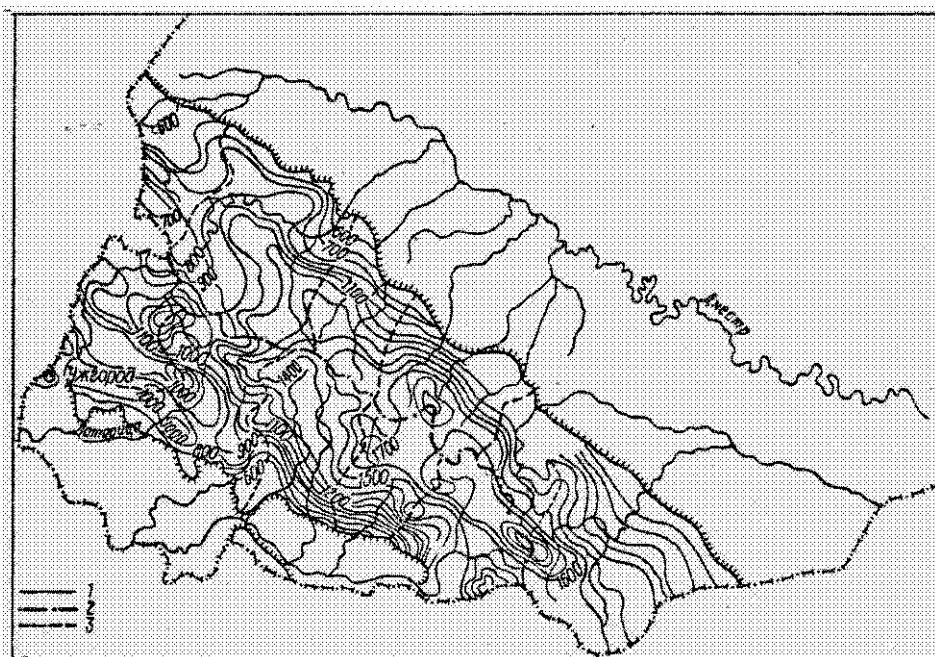


Рис. 8. Схематическая карта вершинной поверхности Восточных Карпат (составила В. П. Палиенко):
1 — изогипсы вершинной поверхности, 2 — главный карпатский водораздел, 3 — водоразделы второго порядка

Рис. 9. Схематическая карта типов гидрографии Восточных Карпат (составила В. П. Палиенко)

области. Орографическую ось орогена составляют Черногорский и Раховский горные массивы, Полонинский хребет. Главный карпатский водораздел, характеризующийся ундуляционным распределением абсолютных отметок, повышается в юго-восточном направлении (963—2061 м). Отмечается хорошо выраженная продольная зональность в распределении абсолютных отметок вершинной поверхности гор и различных типов гидросети (рис. 8, 9).

Рельеф Восточных Карпат в основном сформирован тонко- и грубоэрированными терригенными и терригенно-карбонатными флишевыми отложениями мела и палеогена, а также верхнепротерозойскими метаморфическими, верхнепалеозойскими терригенно-карбонатными и плиоценовыми вулканогенными образованиями. Закарпатский внутренний прогиб выполнен неоген-антропогеновой молассой общей мощностью до 2500—3000 м, представленной терригенно-карбонатными, терригенными, галогенными, эффузивными и эффузивно-пирокластическими отложениями. Предкарпатский предгорный прогиб выполнен преимущественно терригенной и галогенно-терригенной молассой общей мощностью до 8000 м. Континентальные молассовые образования в обоих прогибах представлены галечно-валунными, песчано-глинистыми, лессовыми отложениями мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров в Предкарпатском прогибе и до 500 м в Закарпатском.

Проблемы тектогенеза Восточных Карпат отразили в своих трудах В. Г. Бондарчук, О. С. Вялов, В. В. Глушко, И. Д. Гофштейн, Л. Г. Данилович, Г. Н. Доленко, С. С. Круглов, Н. Р. Ладыженский, Н. М. Лазько, Д. П. Резвый, В. Г. Свириденко, С. В. Смирнов, С. И. Субботин, В. Н. Утробин, А. В. Хижняков, А. В. Чекунов и другие исследователи. Вопросы неотектоники, новейшей и современной геодинамики наиболее детально проанализировал И. Д. Гофштейн, а конкретно по отдельным регионам и аспектам — О. М. Адаменко, Г. П. Алферьев, Н. В. Башенина, Е. М. Великовская, А. В. Кожеников, М. С. Кожурина, Я. С. Кравчук, В. П. Палиенко, Т. Ю. Пиотровская, Г. И. Раскатов, Г. И. и М. Г. Рейснеры, И. Л. Соколовский, В. И. Сомов, Н. Е. Фельдбарг, В. Е. Хаин, П. Н. Цысь, Ю. Н. Швыдкий и др.

Имеющиеся материалы подтверждают наличие зональности новейших рельефообразующих движений, предопределивших формирование гетерогенного и разновозрастного первично-тектонического рельефа и степень его последующего преобразования [33, 47, 48, 60, 61, 104, 135, 138, 144, 152, 161].

На составленной автором с учетом данных других исследователей [44, 187, 188 и др.] схематической карте (рис. 10) выделены несколько зон с тектоническими деформациями разных типов, определившими морфоструктурную дифференциацию территории.

Рельеф и морфоструктурные особенности Восточных Карпат исследовали О. М. Адаменко, Г. П. Алферьев, Г. С. Анянцев, Н. В. Башенина, М. Ф. Веклич, Е. М. Великовская, И. Д. Гофштейн, Н. С. Демедюк, Н. П. Ермолов, Ю. А. Ермоленко, А. В. Кожеников, М. С. Кожурина, Я. С. Кравчук, Е. Ф. Дячук, В. П. Палиенко, Т. Ю. Пиотровская, Л. В. Скварчевская, И. Л. Соколовский, Д. Г. Стадницкий, Н. Е. Фельдбарг, П. Н. Цысь, В. И. Чалык, Ю. Н. Швыдкий и др. Особое место в них занимают проблемы планиции горного рельефа и террасообразования. Были высказаны различные мнения по поводу существования условий для формирования поверхностей выравнивания, времени и количества этапов планиции и т. д. [2, 3, 21, 30, 33, 62, 63, 71, 83, 94, 176, 180, 183 и др.]. Эти вопросы актуальны и в настоящее время.

С точки зрения автора целесообразно выделить предорогенную денудационную поверхность, формирование которой осуществлялось в границах Мармарошского массива, по-видимому, в эоцен-олигоценное время одновременно с накоплением мелкотерригенных и карбонатно-терригенных образований великобачицкой и лужской свит палеогена, залгающих с размывом и окаймляющих выходы метаморфических пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя с юга и северо-запада. Выделение более молодых подораздельных денудационных уровней, имеющих региональное распространение, наиболее

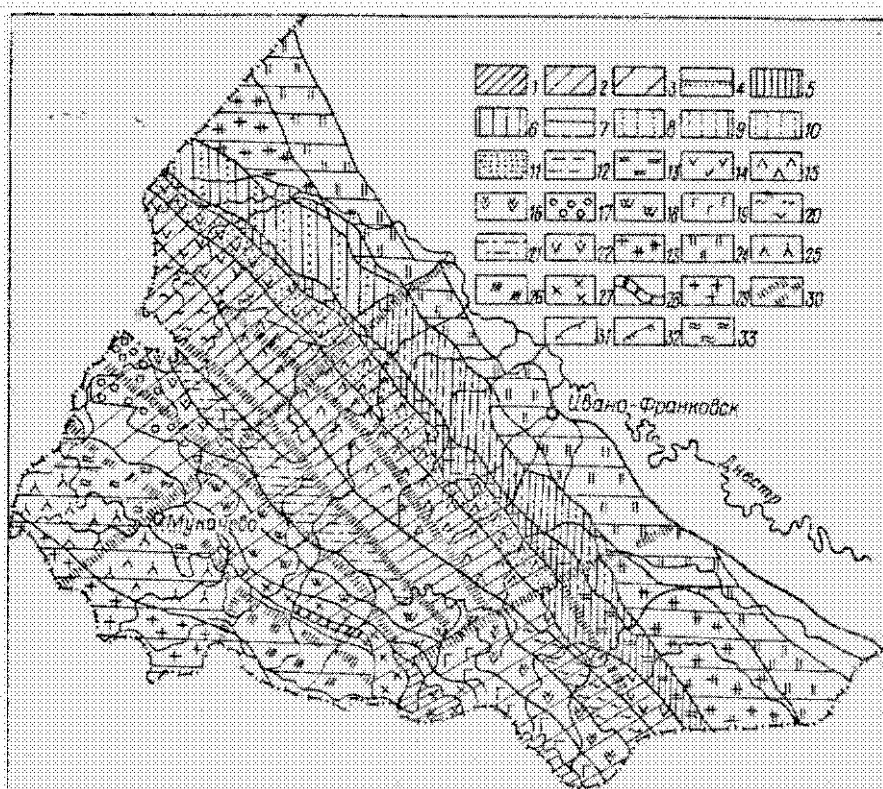


Рис. 10. Схема новейших рельефообразующих обстановок и типов неотектонических деформаций (составила В. П. Палиенко по материалам С. С. Кружлова, С. Е. Смирнова, А. В. Хижнякова, с дополнениями):

Зона *первичного* *перерыва* дифференцированных возмущений и интенсивных горизонтальных выкликов; 1 — *крупномасштабное* *сдвигание*; 2 — *скачкообразное* *движение* в условиях *высокого* *интенсивного* *горизонтального* *сжатия* *сопряженных* *сдвигов*; 3 — *скачкообразное* *движение* в условиях *менее* *интенсивного* *горизонтального* *сжатия* и *возмущений*; 4 — *скачкообразное* *движение* (*эксплозивическая*) *выкликов*; 5 — *эксплозивическое* *движение* в условиях *интенсивного* *горизонтального* *сжатия*; 6 — *скачкообразное* *движение* в условиях *относительно* *слабого* *горизонтального* *сжатия*; 7 — *скачкообразное* *движение* в условиях *преобладания* *вертикальных* и *ограниченного* *проявления* *горизонтальных* *движений*; 8 — *взаимо-тектонические* *процессы* и *сопряженные* *с ними* *движения* *глыб* *микрогоризонтальной* *деформации*.

Типы метаструктурных деформаций:
Полная линейная складчатость (покрытые, частично бескряжые структуры): 8 — симметричные складки, претерпевшие значительную деформацию, слабо выраженные в позднеэоцено-антропоценовом рельефе (8—10); 9 — изоклинальные, 9 — изоклинальные, осложненные дисперсионными складками, связанными с алокизмом, 10 — преимущественно мелкие изоклинальные; многорукавные частицы покровов, раздвигиваемые и лежащие складки, выраженные в позднеэоцено-антропоценовом рельефе (11—13); 11 — изоклинальные лежащие, 12 — изоклинальные лежащие сильно раздробленные поперечными нарушениями, 13 — опрокинутые, отрывистые крупными изгибами, осложненные сбросо-сдвигами; многоклинальные склбы, выраженные в позднеэоцено-плиоценовом рельефе (14—16); 14 — чешуи, опрокинутые крупными изгибами, сильно раздробленные поперечными нарушениями, 15 — чешуи-покрытия, опрокинутые пологими изгибами, 16 — мелкие узкие чешуи, образовавшиеся в условиях сильного сжатия, и рупно-чешуи, брахиоморфные складки, сложная мелкая складчатость, выраженные в неогеном рельефе (17—19); 17 — крупные чешуи, брахиоскладки, 18 — крупные чешуи, осложненные поперечными сбросо-сдвигами, 19 — мелкие узкие чешуи; доклевальные чешуи, сложенные мелкоступенчатой складчатостью, выраженные в неогеном рельефе (20—22); 20 — узкие, сильно сжатые чешуи, осложненные большим количеством поперечных нарушений, 21 — чешуйчатые и антиклинальные структуры, 22 — чешуйчатые структуры.

Первичная складчатость 6. **Ряд антиклинальных и линейных конформационных структур** 7. **Выявленные в антропогеновом рельефе** (23—24): 23 — осложненные сброс-сдвигами, 24 — осложненные сбросами 8. **Ряд антиклинальных и линейных структур** 9. **Выявленные в позднекайнозойском антропогеновом рельефе** (25—26): 25 — конформационные, 26 — конвекционные, солончаточные, криптопластовые, блоковые структуры 10. **Выявленные в неоген-антропогеновом рельефе** (27—29): 27 — крупноблочные и глыбовые, 28 — тектонически мигрирующие с общей многоуровневой покровной структурой 29 — блоковые, сопоставимые с мелкозлачковатыми структурами, 30 — зоны глубинных разломов, по которым проявлялись сдвиговые перемещения, 31 — зоны раздвигов, проявлявшие вулканические процессы и современных горизонтальных движений, 32 — надгиги, 33 — области развития вулканического рельефа, 34 — глубинные разломы.

обосновано И. Д. Гофштейном [59, 60] с точки зрения их увязки с коррелятивными отложениями, выполняющими внутренний и предгорный прогибы.

Различное высотное положение региональных денудационных уровней, появление в ряде случаев локальных ступеней денудационных и аккумулятивно-денудационных предгорных уровней обуславливается дифференцированной неотектонической активностью морфоструктур разных рангов.

В Восточных Карнатах выделяются морфоструктуры разного ранга и ге-

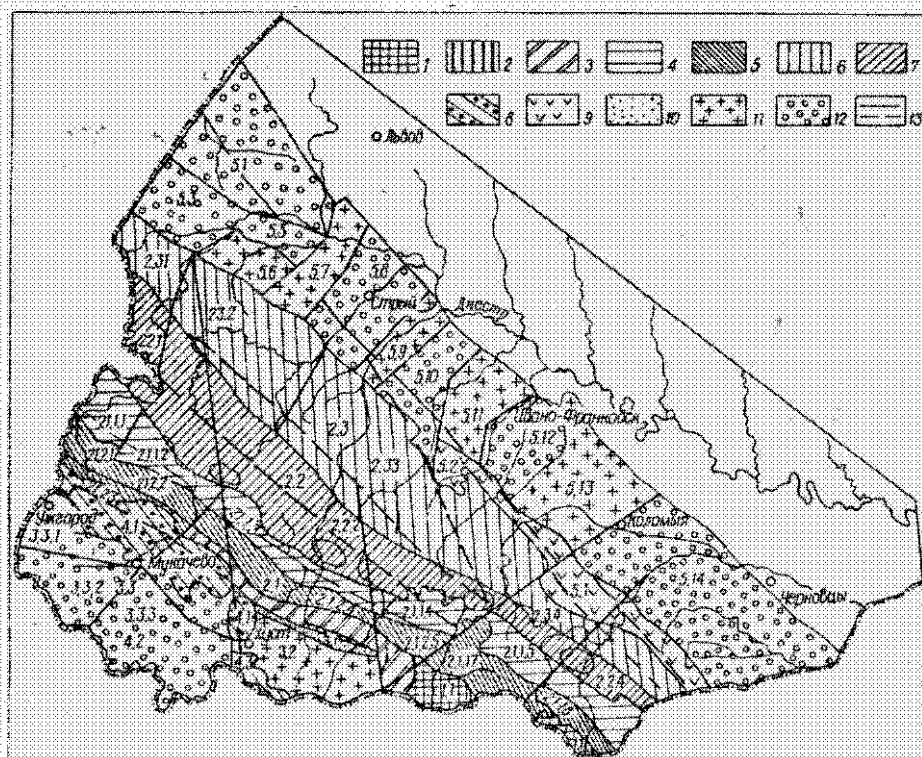


Рис. 11. Схема морфоструктур Восточных Карпат (составила В. П. Палиенко):

1 — морфоструктуры центральной орогенной зоны, высокоактивные, испытавшие сводово-глыбовые воздымания, участвовавшие в дооросенного этапа развития, состоящие с горизонтальными движениями, характеризующиеся высокими градиентами средних скоростей рельефообразующих движений земной коры (Мармарошско-Утесовая морфоструктура II порядка): 1.1 — Мармарошская; 1.2 — Утесовая; 2 — морфоструктуры внутренней и внешней орогенной зон, высокоактивные, испытавшие вертикальные и горизонтальные движения во время главной и поздней орогенной стадий орогенеза: 2.1 — морфоструктуры внутренней орогенной зоны, испытавшие прерывистые активные воздымания, сочетающиеся со взбросо-сдвиговыми, сдвиговыми, раздвиговыми (?) деформациями, характеризующиеся средними показателями градиентов скоростей рельефообразующих движений земной коры (Внутреннекарпатская морфоструктура II порядка): 2.1.1 — Дукляно-Чернетрская морфоструктура III порядка с Ужоско-Лютской (2.1.1.1), Лотско-Латоринской (2.1.1.2), Боржавско-Терескенской (2.1.1.3), Близницкой (2.1.1.4), Верхнечеремонской (2.1.1.5), Чернотурской (2.1.1.6), Верхнегизенской (2.1.1.7), Пыжской (2.1.1.8) морфоструктурами IV порядка; 2.1.2 — Матурско-Рамоско-Покучинская морфоструктура III порядка с Перечинской (2.1.2.1), Турья-Латоринской (2.1.2.2), Замковатской (2.1.2.3), Терблж-Рикской (2.1.2.4), Рыховской (2.1.2.5) морфоструктурами IV порядка; 2.2 — морфоструктуры внутрисводного прогиба, испытавшие менее активные дифференцированные прерывисто-непрерывные воздымания, сочетающиеся с преимущественно сбросовыми и сдвиговыми, раздвиговыми (?), плавательными деформациями, характеризующиеся низкими градиентами средних скоростей рельефообразующих движений (Центрально-карпатская морфоструктура II порядка): 2.2.1 — Стрысько-Савская, 2.2.2 — Верховинская, 2.2.3 — Внутреннегорьская, 2.2.4 — Вороньская морфоструктуры III порядка; 2.3 — морфоструктуры внешней орогенной зоны, испытавшие весьма интенсивное тенезиальное сжатие, прерывисто-непрерывные дифференцированные воздымания, характеризующиеся высокими градиентами средних скоростей рельефообразующих движений земной коры (Внешнекарпатская морфоструктура II порядка): 2.3.1 — Днестровско-Стрыжская, 2.3.2 — Стрысько-Минуская, 2.3.3 — Митунско-Прутская, 2.3.4 — Буквинская морфоструктуры III порядка; 3 — морфоструктуры внутреннего прогиба, испытавшие весьма контрастные дифференцированные прерывисто-непрерывные опускания и поднятия, преимущественно сбросовые, сдвиговые и плавательные деформации, характеризующиеся весьма значительными градиентами средних скоростей рельефообразующих движений (Закарпатская морфоструктура II порядка): 3.1 — Горинчово-Нересинская, 3.2 — Солотанская, 3.3 — Мукачевская, 3.3.1 — Северно-Мукачевская, 3.3.2 — Западно-Мукачевская, 3.3.3 — Восточно-Мукачевская; 4 — вулканосогенные морфоструктуры, созданные новейшими прерывисто-непрерывными воздыманиями и вулканизмом, сопряженные с зоной растяжения (Вигорлат-Гутинская морфоструктура II порядка): 4.1 — Нигорлатская, 4.2 — Береговская, 4.3 — Вишновская; 5 — морфоструктуры предгорного прогиба, испытавшие весьма контрастные дифференцированные прерывисто-непрерывные опускания и поднятия, горизонтальные движения (Предкарпатская морфоструктура II порядка): высокоактивные, испытавшие тенезиальное сжатие, активные прерывисто-непрерывные дифференцированные воздымания, характеризующиеся высокими градиентами средних скоростей рельефообразующих движений: 5.1 — Покучинская, 5.2 — Осава-Ясенская; активные и слабоактивные, испытавшие дифференцированные прерывистые поднятия: 5.3 — Стрессовско-Ходковская, 5.4 — Круковичско-Колановская, 5.5 — Верхнеднестровская, 5.6 — Подбужская, 5.7 — Орво-Родковская, 5.8 — Стрысько-Жидчесская, 5.9 — Великотурчинская, 5.10 — Долноско-Болховская, 5.11 — Небильско-Майданская, 5.12 — Ямано-Франковская, 5.13 — Печенинская, 5.14 — Косовско-Сторожинская. Доминантные геоморфологические комплексы: а) денудационно-тектонический рельеф: 1 — сводово-крупноглыбовые среднегорья и высокогорья, 2 — моноглыбовые среднегорья и низкие горы, 3 — складчато-мелкоглыбовые низкие горы, 4 — глыбовые и складчато-глыбовые среднегорья, 5 — преимущественно глыбовые среднегорья и низкие горы, 6 — преимущественно складчато-глыбовые низкие горы и среднегорья, 7 — складчато-глыбовые, глыбовые и мелкоглыбовые низкие горы; в) вулкано-тектонический рельеф: 8 — вулканические низкие горы и холмы; структурно-денудационный рельеф: 9 — моноглыбово-глыбовый, 10 — моноглыбово-блочный и блоково-останцовый, 11 — денудационно-вакуум-лативный, 12 — аккумулятивный, 13 — разломы.

незиса, границы между которыми определяются положением продольных и поперечных глубинных разломов (Предкарпатского, Сколевского, Бориньско-

го, Черногоровского, Пеннинского, Гуцульского), разделяющих крупные структурные единицы основания орогена, отличающиеся по эндогенным характеристикам на геосинклинальном и орогенном этапах развития [144], а также по доминантным геоморфологическим комплексам.

С учетом динамики рельефообразующих движений земной коры в Восточных Карпатах выделяется несколько зон (рис. 11).

Зона сильно активных сводово-глыбовых поднятий и глыбово-покровных денудационно-тектонических морфоструктур объединяет морфоструктуры, отвечающие Мармарошскому кристаллическому массиву и зоне Мармарошских утесов, обособившиеся в процессе раннеальпийской (в конце раннего мела) активизации тектонических процессов, испытавшие вертикальные и тангенциальные подвижки в позднем эоцене, позднем олигоцене и раннем миоцене, а также преимущественно вертикальные глыбовые, непрерывно-прерывистые движения земной коры на более поздних этапах развития (Мармарошко-Утесовая морфоструктура II порядка). Суммарные амплитуды неотектонических поднятий составляют 1600—2000 м (рис. 12), средние градиенты скоростей неотектонических движений земной коры — более $7 \cdot 10^{-4}$ см/(км/год).

В позднем олигоцене и на рубеже олигоцене и раннего миоцена в границах Мармарошского массива проявились активные глыбовые движения земной коры, с которыми связано формирование системы крутопадающих разломов, валлообразных поднятий и складок, деформировавших предорогенный денудационный уровень. В рельефе выражены блоки, мелкие разноориентированные антиклинальные складки, продольные и поперечные сбросы, сдвиги, предопределяющие заложение приразломных долин, экзарационных форм (кары-грабены), антиклинальных и глыбовых хребтов.

Важная роль принадлежит отличающимся повышенной неотектонической мобильностью линейным Утесовой и Пеннинской морфоструктурам, которым в современном рельефе отвечают моноклинально-мелкоглыбовые и складчато-мелкоглыбовые низкогорья. Высокая активность этих структур на протяжении всего неотектонического этапа подтверждается геоморфологическими данными. Характерно большое количество коленообразных изгибов речных долин (бассейны рек Уголька, Тересва, Теробля, Рика), небольших ($1-2 \text{ км}^2$) грабенов, которые фиксируются расширениями долин и выполнением позднечетвертичным и голоценовым аллювием повышенной мощности (долины р. Рика в районе с. Березово, р. Боржава в районе с. Бронька и др.), наличием деформаций продольных профилей русел рек и т. д.

Зона высокоактивных и активных глыбовых, складчато-глыбовых вертикальных и активных горизонтальных движений земной коры. Объединяет морфоструктуры Флишевых Карпат, оформившиеся на орогенном этапе.

Внутреннекарпатской морфоструктуре II порядка отвечают денудационные среднегорья, сформировавшиеся в границах Дуклянской, Черногорской, Поркулецкой, Раховской и Магурской структурных единиц. Суммарные амплитуды рельефообразующих поднятий составляют 1600—2000 м. Зафиксировано несколько продольных зон увеличения среднего градиента скоростей неотектонических движений земной коры до $2 \cdot 10^{-4} - 7 \cdot 10^{-4}$ см/(см/год). Одна из них протягивается через пгт Перечин, г. Свалява, с. Нересница, другая от пгт Великий Березный в направлении на пгт Поляна, с. Вовчий, третья — от с. Кушница на с. Нижний Быстрый и пгт Дубовое. Указанные зоны разделены зоной пониженных значений градиента (от $6 \cdot 10^{-5}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год)). С учетом геоморфологических отличий, прежде всего количества и возраста поверхностей выравнивания, выделяются Дуклянско-Черногорская и Магурско-Раховско-Поркулецкая морфоструктуры III порядка.

Для Дуклянско-Черногорской морфоструктуры III порядка характерна высокая степень денудированности первично-тектонического рельефа и широкое развитие фрагментов Подполонинского денудационного уровня, срезającego отложения ритмичного глинистого и песчаного мел-палеогенового

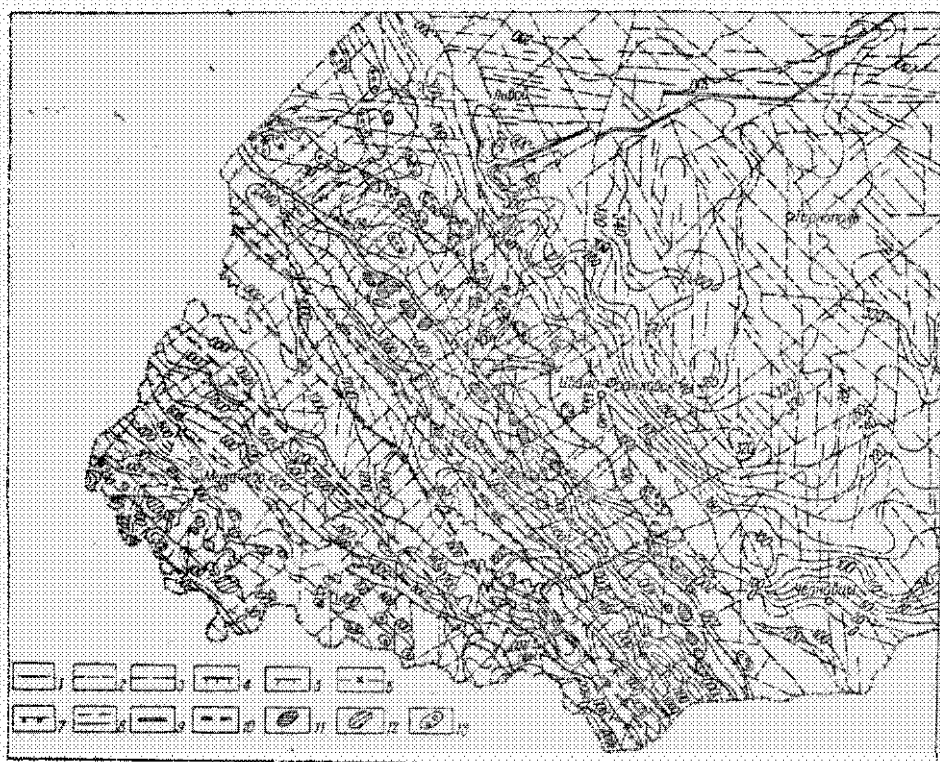


Рис. 12. Схема рельефообразующих движений земной коры Восточных Карпат и сопредельных территорий (составила В. П. Палиснко):

1 — тектонорифтогенез, центрально отражающие зрватские вертикальных и тангенциальных неотектонических движений земной коры; 2 — изобазы суммарных амплитуд плоских антропогенных движений земной коры морфоструктур внутреннего и предгорного прогиба; 3 — изобазы суммарных амплитуд ослабленных поднятий сопредельных равнинно-платформенных морфоструктур.

Легенда в нижнем углу. Выражение в рельефе и отношении рельефообразующих отложений надвигов, разрывов: 4 — морфоструктурные зоны; 5 — морфоструктурные подзоны; 6 — сдвиги; 7 — разрывы; 8 — разрывы с направленным смещением; 9 — сбросы, активизация которых вызвана сжатием с тектоническими изгибами; 10 — зоны глубинных разломов, испытывающие сдвиговую деформацию в палеогене и антропогене; 11 — зоны разрывов, развивающиеся в палеогене и антропогене; 12 — в конденсационном режиме; 13 — в переменном режиме.

флиша. Ей отвечают высокоприподнятые горные массивы, прослеживающиеся в пределах поперечно-блоковых морфоструктур IV порядка.

Отмечая относительно слабую дифференцированность по высоте Подпольной поверхности в северо-западной и центральной частях Дуклянской-Черногорской морфоструктуры, следует обратить внимание на резкое возвышение водораздельного денудационного уровня в районе Черногорского массива, что И. Д. Гофштейном [60] объяснял блоковыми движениями. С нашей точки зрения, Черногорский массив представляет собой крупный морфоструктурный узел, оформившийся в месте пересечения Гуцульского, Сколевского и Борынского глубинных нарушений, по которым неоднократно кроме вертикальных движений проявлялись и сдвиговые, приведшие к «скупиванию» тектонических структур и «вздвигиванию» древней поверхности выравнивания. О высокой неотектонической активности Черногорского морфоструктурного узла свидетельствует довольно значительное (до 16 км) перекрытие покровом позднеолигоцен-раннемиоценовых отложений Кросненской зоны, а также наличие перед фронтом надвига этненбургских олистостромовых образований, сформировавшихся в процессе тектонической и экзогенной деформации [44, 188 и др.].

В Магурско-Раховско-Поркуленской морфоструктуре III порядка в интервале высот 900—1000 м (кичерский уровень) и 500—750 м на юго-западном макросклоне Карпат отмечаются денудационные поверхности, срезающие отложения верхнего мела и палеогена.

Между Виторлат-Гутинским хребтом и Флишевскими Карпатами распола-

гается долинообразное понижение (Завигорлатская долина), относительно происхождения и времени образования которого имеются различные точки зрения [60]. В качестве одного из альтернативных вариантов генетической трактовки этого образования можно допустить определяющее значение растяжений в зоне Закарпатского глубинного разлома и на сопредельных участках в конце палеоцена, предопределивших одновременное формирование сопряженной геоморфологической системы вулканогенного Вигорлат-Гутинского хребта и долинообразного понижения между активно поднимающимися структурами юго-западного макросклона Восточных Карпат и прилегающими морфоструктурами красной зоны Закарпатского внутреннего прогиба. Вполне вероятно, что это понижение было использовано не одной водной артерией, а несколькими, что согласуется с данными И. Д. Гофштейна [60].

Центральнокарпатская морфоструктура II порядка, отвечающая Кросненской зоне, формировалась в условиях прерывисто-непрерывных поднятий. Суммарные амплитуды неотектонических поднятий составляют 700—1200 м; средние градиенты скоростей рельефообразующих движений земной коры — $4 \cdot 10^{-5}$ — $6 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год).

В формировании рельефа этой морфоструктуры в целом и выделяющихся внутри нее морфоструктур более низкого ранга (см. рис. 13) кроме прерывисто-непрерывных поднятий важная роль, по-видимому, принадлежит процессам растяжения, сопряженно возникавшим при воздыманиях Внутреннекарпатской и Внешнекарпатской морфоструктур. Результатом этих процессов стало оформление в рельефе крупного понижения в осевой зоне Восточных Карпат, менее активная тектоническая позиция которого в начале новейшего этапа зафиксирована накоплением мощной толщи кросненской свиты (поздний олигоцен—ранний миоцен), а впоследствии — оформлением преимущественно низкогогорного рельефа. Вероятно, с этими же процессами связано формирование продольных грабен-синклинальных долинообразных понижений (Верхнесанского, Турковского, Борянского) в северо-западной части морфоструктуры.

В рельефе Центральнокарпатской морфоструктуры широко представлены относительно небольшие наложенные морфоструктуры — впадины Путильская, Воловецкая, Синевирская, Ясинская, Жабьенская, расположение которых хорошо увязывается с системой отрицательных морфоструктурных узлов в местах пересечения продольных и поперечных нарушений, активизировавшихся в палеоцене и антропогене.

Рельеф Внешнекарпатской морфоструктуры II порядка формировался в условиях весьма интенсивного тангенциального сжатия, активных прерывисто-непрерывных поднятий, сочетающихся со складкообразовательными процессами, в результате которых происходило становление кулисообразных складчато-надвиговых (чешуйчатых) структур Скибовой зоны Карпат. Суммарные амплитуды неотектонических поднятий составили 1000—1600 м. Отмечается несколько вытянутых вдоль Береговой, Сколевской и Оровской скиб контуров повышенных значений средних градиентов скоростей неотектонических движений (от $2 \cdot 10^{-4}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год)), разделенных зонами пониженных значений (от $8 \cdot 10^{-5}$ до $4 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год)).

Рельеф представлен системой моноклиальных хребтов, существенно отличающихся в пределах морфоструктур IV порядка, — крупных блоков, характеризующихся разной степенью горизонтального сжатия. Коэффициент тангенциального сжатия в створе г. Самбор составляет 0,5, г. Ивано-Франковск — 0,4, г. Черновцы — 0,25.

В оформлении моноклиальных хребтов определенная роль принадлежит процессам тектонической денудации (соскальзывание объемов пород в лобовых частях антиклинально-надвиговых структур в процессе их сжатия и надвигания). Вполне вероятно, что этот фактор следует учитывать также при генетической интерпретации прослеживающихся здесь выравненных поверхностей. Процессы экзогенной денудации, обусловившей оформление в рельефе Бескидской (800—1000 м) и Подбескидской (700—750 м) дену-

дационных поверхностей выравнивания, наиболее активно проявились в позднем бадене и позднем панноне.

Неотектонические движения Скибовой зоны Карпат и прилегающей части Предкарпатского прогиба в качестве составляющей включают в себя аллохтонные поднятия, происходящие при формировании антиклинально-надвиговых структур [60].

Зона *высококонтрастных* преимущественно вертикальных знакопеременных глыбовых движений земной коры включает в себя морфоструктуры Закарпатского внутреннего прогиба, испытавшего в миоцене, а в западной части в плиоцене и антропогене опускания с суммарными амплитудами до 2500 м, сменившиеся поднятиями с суммарными амплитудами от нескольких метров до 250—300 м, что предопределило оформление обращенной Закарпатской морфоструктуры II порядка. Повышенные значения средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры (более $7 \cdot 10^{-4}$ см/(км/год)) характерны для зоны Закарпатского разлома и прилегающих частей Мукачевской (севернее линии Ужгород — Мукачево) и Солотвинской впадин. Отмечается общее уменьшение градиента в южном направлении до $8 \cdot 10^{-5}$ — $6 \cdot 10^{-5}$ см/(см/год), за исключением локальных участков типа Береговского горста и Чопской впадины, где он возрастает до $7 \cdot 10^{-4}$ см/(см/год).

В составе Закарпатской морфоструктуры выделяются Мукачевская, Солотвинская и Горинчово-Нересницкая морфоструктуры III порядка. Последняя отвечает Краевой моноклинальной зоне, характеризуется развитием денудационного и структурно-денудационного холмогорного и останцово-холмистого рельефа, с фрагментами плиоценовых денудационно-аккумулятивных Бороявского и Дилокского (Скридейского) предгорных уровней. Солотвинская морфоструктура в позднем плиоцене и плейстоцене испытала поднятия до 250 м, Мукачевская — опускания до 500 м. В последней обособлены Северо-Мукачевская, Западно-Мукачевская и Восточно-Мукачевская морфоструктуры IV порядка, отделенные Ужгородским и Латорицким разломами. Отмечается увеличение амплитуд поднятий и уменьшение амплитуд опусканий к северо-восточной периферии Закарпатской морфоструктуры, где она смыкается с Вигорлат-Гутинским хребтом и Флишевыми Карпатами. В этом направлении прослеживается повышение всех террасовых уровней рек Рика, Тересва, расщепление копаньской предгорной террасы на несколько террасовых уровней, а также изменение литолого-фациальных особенностей и мощностей аллювия более молодых террас.

Зона *вулканоорогенных морфоструктур*, созданных новейшими воздыманиями и вулканизмом, включает в себя Вигорлат-Гутинскую, Береговскую и Вышковскую морфоструктуры.

Как отмечает В. Я. Радзивил, наиболее распространены следующие морфологические типы тектоно-магматических структур:

приповерхностные мульды, в которых сосредоточены моногенные вулканы, экструзивные купола, интрузивные диапиры (Берегово-Беганьское холмогорье, хр. Великий Шоллес, Кюблерская структура);

приповерхностные мульды, усложненные центральной вулканической постройкой, экструзивным куполом, интрузивным диапиром (горы Бужора, Камень, Синяк, Быстрая, Ловачка, Острая);

инверсионные структуры — вулканические конусы или их группы (стратовулканы Вигорлат-Гутинской и погребенные постройки Припаннон-ской зоны).

Вулкано-тектонические структуры разных типов отражают степень растянутости (растяжения) и динамического состояния разломов: вулкано-купольные структуры фиксируют зону максимального растяжения, экструзивно- и интрузивно-купольные — незначительных растяжений или сжатий.

Современные геоморфологические особенности вулканоорогенных структур отражают движения земной коры разных типов: сингенетические движения, предопределившие формирование указанных разновидностей тектоно-магматических морфоструктур; постгенетические гравитационные

нисходящие движения, связанные с опорожнением подземных магматических камер и обрушением их сводов, предопределившие образование кальдер, кольцевых разломов; постгенетические тектонические, преимущественно глыбово-блоковые восходящие и нисходящие движения, согласующиеся с движениями сопряженных морфоструктур Складчатых Карпат и Закарпатского прогиба и предопределившие разновысотность вулканоорогенного рельефа и степень его денудации в границах поперечных блоковых морфоструктур.

Суммарные амплитуды плиоцен-антропогенных поднятий Вигорлат-Гутинской вулканоогенной гряды северо-западнее Латорицкого разлома составляют 100—600 м, между Латорицким и Оашским разломами — 400—600, юго-восточнее Оашского разлома — 400—500 м; суммарные амплитуды движений в Припаннонской зоне вулканоогенных морфоструктур изменяются от -500 до -50 м западнее Латорицкого разлома, от +50 до +100 м в районе Береговского холмогорья, от 0 до +50 м северо-западнее Виноградовского разлома.

В зону высококонтрастных глыбовых знакопеременных вертикальных и горизонтальных движений земной коры входят морфоструктуры Предкарпатского предгорного прогиба, которым в рельефе отвечают структурно-денудационные низкорья, денудационные возвышенности и полигенные наклонные возвышенные равнины, в связи с чем Предкарпатская морфоструктура II порядка рассматривается как обращенная морфоструктура типа возвышенность — предгорный прогиб.

Новейший морфоструктурный план определяется сочетанием продольных тектонических зон и поперечно-блоковых структур. Суммарные амплитуды миоценовых опусканий Бориславско-Покутской зоны прогиба изменяются от 5,0 до 8,0 км, Самборской — от 1,0 до 4,0, Бильче-Волицкой — в пределах 0,1—2,0 км. Большая часть прогиба после смены знака неотектонических движений была вовлечена в поднятия в послераннесарматское время, а Бориславско-Покутская зона — в послебаденское. Важная роль в нестектогенезе принадлежит горизонтальным движениям земной коры, геоморфологический эффект которых наиболее выразителен в Бориславско-Покутской и Самборской зонах. Наибольшие значения средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры характерны для Бориславско-Покутской зоны ($7 \cdot 10^{-4}$ см/(км/год)). В пределах Самборской и Бильче-Волицкой зон градиент изменяется от $6 \cdot 10^{-5}$ до $7 \cdot 10^{-4}$ см/(км/год). Аномальные повышения градиента отмечаются на активных локальных структурах и приразломных участках (Краковецкий, Предкарпатский разломы и др.). На этапе формирования террасовых комплексов (поздний плиоцен — антропоген) намечается пространственное перераспределение средних градиентов скоростей рельефообразующих движений земной коры в границах поперечно-блоковых структур. Их увеличение наблюдается вдоль Залужанского, Стрыйского, Быстрица-Надворнянского, Гуцульского и других нарушений.

Наиболее активные поднятия (до 1500 м) испытала Покутская морфоструктура: выраженная в современном рельефе кулисообразными асимметричными низкорными хребтами. На участках активных локальных структур прослеживаются расщепление и деформации террасовых уровней, деформации продольных профилей русел рек и аномалии в строении аллювия [38, 88, 134, 135 и др.].

Рельеф части Бориславско-Покутской зоны, расположенной северо-западнее Покутско-Буковинских Карпат, подвергся значительной денудации, а в конце миоцена — начале плиоцена был перекрыт надвигом Скибовой зоны Карпат. Мощность аллохтона Скибовой зоны в северо-западной части Бориславско-Покутской зоны составляет 4—5 км, центральной — 1—3 км. Рельеф районов распространения поднадвиговых линейных структур позволяет выявить и установить масштаб послескладчатых блоковых движений, которые испытывало автохтонное основание прогиба в плиоцене и антропогене [38]. Суммарная мощность зоны денудации Бориславско-Покутской зоны и перекрывающего ее аллохтона Скибовой зоны изменяется от 700 до 1000 м в северо-западной части и от 1200 до 1500 м в центральной, превышает 1500 м в юго-восточной. Следует подчеркнуть, что эти показатели для структур собст-

венно Бориславско-Покутской зоны отражают интенсивность плиоцен-антропогенных деструкционных процессов, а для Скибовой зоны Карпат, кроме того, деструкцию более ранних — миоценовых — этапов денудации.

Особенности неоструктурного плана Самборской зоны Предкарпатского прогиба определяются системой осложненных надвигами линейных складок, образующих покров, надвинутый на Бильче-Волицкую зону прогиба. Ширина покрова изменяется от 20—24 до 11—15 км, а вдоль уступа Буковинско-Покутских Карпат составляет 2 км.

Современный рельеф Самборской и Бильче-Волицкой зон, особенно в центральной и северо-западной частях Предкарпатского прогиба отражает не столько продольно-тектоническую зональность, сколько план поперечно-блоковых структур. Возвышенные междуречья Предкарпатской предгорной равнины, имеющие в основном денудационный и эрозионно-аккумулятивный рельеф, отвечают относительно приподнятым блокам, испытавшим в плиоцене и антропогене максимальные поднятия. Блокам, отстававшим в поднятиях, отвечают аккумулятивные уровни, занимающие в современном рельефе наиболее низкое положение. Характерна весьма четкая зависимость распределения мощностей плиоцен-антропогенных отложений, высот разновозрастных террасовых уровней в пределах указанных морфоструктур [38 и др.].

Среди положительных морфоструктур, отвечающих приподнятым блокам, выделяются следующие морфоструктуры: испытавшие непрерывные активные поднятия начиная с раннего плейстоцена (Ивано-Франковская, Великотурьинская), прерывистые активные поднятия начиная с раннего плейстоцена (Косовско-Сторожинецкая, Оров-Роздольская), активные поднятия начиная со среднего плейстоцена (Старосольско-Ходновичская). Среди отрицательных морфоструктур выделяются морфоструктуры, которые испытали слабые поднятия начиная с раннего плейстоцена (Подбужская), со среднего плейстоцена (Крукеничско-Кохановская), с позднего плейстоцена (Стрыйско-Жидачевская, Долинско-Болоховская, Небыловско-Майданская), либо весьма слабые поднятия (местами опускания) начиная с позднего плейстоцена (Верхнеднестровская).

В обособлении морфоструктур Восточных Карпат на новейшем этапе важная роль принадлежит системе продольных и поперечных (субмеридиональных и северо-восточных) разломов глубинного заложения, по которым проявились вертикальные и горизонтальные (сдвиговые) перемещения (табл. 7).

Гуцульское поперечное нарушение ограничивает с северо-запада область распространения неотектонически весьма активных морфоструктур. Роль его достаточно выразительна во всех морфоструктурных зонах. В Центральнокарпатской морфоструктуре к нему приурочен «перешеек» Кросненской зоны, ширина которой юго-восточнее нарушения составляет 5—10, северо-западнее — 15—30 км, во Внутреннекарпатской морфоструктуре наблюдается изменение простираций структурных элементов Раховского, Поркулецкого, Черногорского покровов; в Мармарошской — сильная раздробленность северо-западной части Мармарошского массива, в Предкарпатской — северо-западное ограничение Покутской морфоструктуры. Как указывает С. С. Круглов [44], амплитуда горизонтального перемещения в районе Петрошского тектонического останца составляет 8—12 км. Сильная раздробленность флишевых образований, максимальная приподнятость реперного денудационного уровня, о чем упоминалось выше, разноориентированность горных хребтов свидетельствуют о том, что высокая мобильность указанного разломного нарушения проявлялась уже в послепалеолитское время и была, вероятно, характерна также для более поздних этапов. Вполне возможно, что произошедшие здесь события следует связывать со сдвигами блоков дофлишевого основания.

Анализ плана расположения главных поперечных долин — притоков рек Тиса, Днестр и Прут — позволил установить закономерность, выраженную в однообразном отклонении верховьев рек Уж, Латорица, Боржава, Рика, Тербеля, Тересса и Тиса в юго-восточном направлении, а рек Днестр, Стрый, Мизунка, Свича, Ломница, Прут, Черемош и Сирет — в северо-западном. Указанные отклонения хорошо увязываются с продольными геоблоками, ограниченными

Таблица 7. Геоморфологические индикаторы новейших горизонтальных деформаций

Тип деформации	Геоморфологические индикаторы	Морфоструктура
Сдвиг вдоль поперечного разлома	Нарушение расположения горных хребтов в районе с. Лазенщина, крутой изгиб Главного карпатского водораздела, разная ориентировка мелких (3—4 км) хребтов: юго-западнее разлома хребты перпендикулярны линии разлома, северо-восточнее — ориентированы под острым углом	Гуцульский сбросо-сдвиг
	Виргация коротких хребтов в районах г. Свалява и с. Ганьковица, линейная ориентировка долин рек Латорица, Орава; изгибы хребтов Оровской скибы	Латорицкий сбросо-сдвиг
	Клиновидное схождение хребтов, деформации продольных профилей русел, линейное расположение долин, изменение ориентировки хребтов	Виноградовский сбросо-сдвиг
	Изломы границ морфоструктур (дугообразные хребты)	Дуклянско-Черногорская, Мармарошско-Утесовая, Мугурско-Раховско-Поркулецкая морфоструктуры
Сдвиг вдоль продольных глубинных разломов	«Расщепление» морфоструктур (виргация хребтов и гидросети)	
	Однообразное изменение ориентировки верховьев — долин рек Днестр, Стрый, Мизунка, Свича, Ломница, Быстрица, Солотвинская, Прут, Уж, Латорица, Рика, Тересва, Тиса	Центральнокарпатская морфоструктура
Сбросо(взбросо)-сдвиги в зоне глубинного разлома	Разновысотное положение горных массивов (хребтов) с однообразными поверхностями выравнивания (хр. Петрос, Черногора, Полонины, Боржава, Красна, Близница)	Дуклянско-Черногорская морфоструктура
	Дугообразное изгибание хребтов, коленообразные изгибы речных долин	Мугурско-Раховско-Поркулецкая морфоструктура
Сжатие в области распространения метаморфических пород	«Скучивание» горных хребтов, надвиг доороженного горного массива на Флишевые Карпаты	Мармарошская морфоструктура
Сжатие в области флишевых пород	Скучивание горных хребтов	Дуклянско-Черногорская морфоструктура
	Субпараллельное, сближенное расположение горных хребтов, параллельный план гидросети	Внешнекарпатская, Покутская морфоструктуры
Раздвиг в зоне глубинного разлома	Вулканикуполные структуры	Закарпатский разлом, Внгорлат-Гутинская гряда, Вышковская морфоструктура
	Внутригорные впадины с низкорным рельефом	Центральнокарпатская морфоструктура
	Низкогорный останцово-утесовый рельеф с моноклиальной структурой	Пенинская зона разломов

в первом случае Пеннинским и Черногоровским, а во втором — Борынским и Сколевским продольными глубинными разломами, что с учетом описанных структурных и геоморфологических аномалий, отмеченных юго-восточнее поперечного Гуцульского нарушения, свидетельствует о совсем молодых, скорее всего, антропогенных горизонтальных перемещениях. Вероятно, важную роль в геодинамике антропогена играет зона предполагаемого сочленения платформенного и геосинклинального основания Карпат. Расположенные юго-восточнее поперечного Гуцульского разлома горные сооружения Мармарошской морфоструктуры служили мощным препятствием на пути этих перемещений, что оказалось причиной «вздергивания» денудационного уровня в Черногорском покрове и обусловило плановую деформацию горных хребтов и речных долин.

Одной из особенностей морфоструктурного плана Восточных Карпат являются сформировавшиеся в неогене и антропогене зоны и участки морфоструктурной интерференции (дискордантные морфоструктуры) в границах Центральнокарпатской, Внешнекарпатской и Предкарпатской морфоструктур. Они представлены двумя типами — отрицательными морфоструктурами (впадинами), сформировавшимися в местах пересечения активных разломов, а также положительными аллохтонными морфоструктурами — надвигово-покровными среднегорьями и низкогорьями.

Таким образом, в Восточных Карпатах выделяется несколько типов морфоструктур, отличающихся по времени образования, генезису и динамике рельефообразующих процессов.

Среди прямых орогенных денудационно-тектонических морфоструктур складчатой области с учетом времени заложения можно выделить морфоструктуры, определившиеся в рельефе на доорогенном этапе и испытавшие на орогенном этапе сводово-глыбовые воздымания и горизонтальные движения, а также морфоструктуры, оформившиеся на орогенном этапе и испытавшие дифференцированные и сложно сочетающиеся во времени и пространстве вертикальные и горизонтальные неотектонические движения земной коры, предопределившие формирование генетически неоднородного горного рельефа, зон морфоструктурной интерференции и др. Среди обращенных морфоструктур внутреннего и предгорного прогибов выделяются морфоструктуры, испытавшие метакроные изменения знака неотектонических движений в позднем миоцене — раннем плиоцене, и морфоструктуры, испытавшие смену знака неотектонических движений в позднем плиоцене — раннем антропогене и голоцене. В генетическом ряду морфоструктур Восточных Карпат, особое место занимают вулканорогенные морфоструктуры, созданные новейшими плиоцен-антропогенными воздыманиями и вулканизмом на границе складчатой области и внутреннего прогиба.

СВОДОВОЕ МОНОКЛИНАЛЬНО-ГЛЫБОВОЕ СООРУЖЕНИЕ КРЫМСКИХ ГОР

Орографически в Крымских горах выделяется Главная гряда (абсолютные высоты до 1545 м), а также окаймляющие ее с севера Внутренняя и Внешняя предгорные асимметричные гряды (абсолютные высоты 500—739 и 200—349 м соответственно). Высота уступа Главной гряды в сторону впадины Черного моря изменяется от 80—100 до 400—600 м.

Проблемы тектоники и неотектоники Крымских гор изучали Н. И. Андрусов, В. И. Бабак, Н. С. Благоевлин, Л. С. Борисенко, А. А. Борисак, А. П. Двойченко, Б. Ф. Добрынин, Ю. В. Казанцев, Р. П. Купраш, Г. А. Лычагин, Е. Е. Милановский, А. С. Моисеев, М. В. Муратов, Н. И. Николаев, В. Ф. Пчелинцев, В. И. Хаин, И. И. Чебанско и другие исследователи, высказывавшие различные точки зрения о структурном статусе орогена и динамике эндогенных процессов. Существующие мнения о роли вертикальных и горизонтальных движений земной коры в оформлении Крымских гор определили неоднозначность тектонической интерпретации этого сооружения. В работах М. В. Муратова и его последователей утвердилось представление о ме-

гантиклинорной природе гор. В последнее время осуществляется пересмотр структурообразования в регионе с позиции горизонтальных движений земной коры, что отмечалось ранее еще в работах К. К. Фокта, А. А. Борисяка и др. Представления о существенной роли горизонтальных движений сформулированы С. Л. Бызовой и В. Е. Хаиным, рассматривавшими Крымские горы как структуру сжатия. Л. С. Расцветаев определил их как осложненный сдвиговыми деформациями горст-моноклиний, А. А. Терехов и К. М. Шимкус — как односторонний блок в зоне подвига основания впадины Черного моря подороген, Ю. В. Казанцев — как аллохтонное нагромождение разновозрастных геосинклинальных и платформенных образований, С. С. Круглов, А. К. Цыпко, Ю. А. Арсирий и др. — как горизонтальную флексуру (ороклин) с субширотным простираем структурных элементов на западном и восточном флангах и северо-восточном в центральной части. С. Г. Горелов [55] полагает, что в механизме формирования Крымских гор ведущая роль принадлежит процессу регионального изостатического выравнивания крупных блоков земной коры на стыке суши и глубоководной впадины.

В строении Крымских гор принимают участие образования раннекеммерийского и позднекеммерийского складчатых комплексов, а также слабодислоцированные меловые и неогеновые отложения. Определяющая роль в формировании рельефа принадлежит разного ранга блоковым структурам, испытавшим в процессе орогенных воздыманий и тангенциальных движений деформации пликативного, взбросового, сбросового, сбросо-сдвигового типа. Характерно преимущественно монокликальное залегание пород в блоках.

Анализ публикаций по проблемам морфоструктуры и неотектоники Крымских гор приводит к выводу о проявлении структурообразующих и рельефообразующих движений различных типов. Они показаны на составленной нами (рис. 13) на основе опубликованных данных [9, 23, 55, 64, 72, 77, 81, 91, 96, 97, 112, 115, 162, 188, 196 и др.] схеме неотектонических рельефообразующих обстановок.

Морфоструктурные аспекты геоморфогенеза Крымских гор наиболее подробно освещены в работах таких исследователей, как Н. С. Благоевлин, Г. Е. Гришанков, Р. П. Купраш, А. И. Спиридонов и некоторых других, хотя проблемы выраженности в рельефе структурных элементов рассматривались

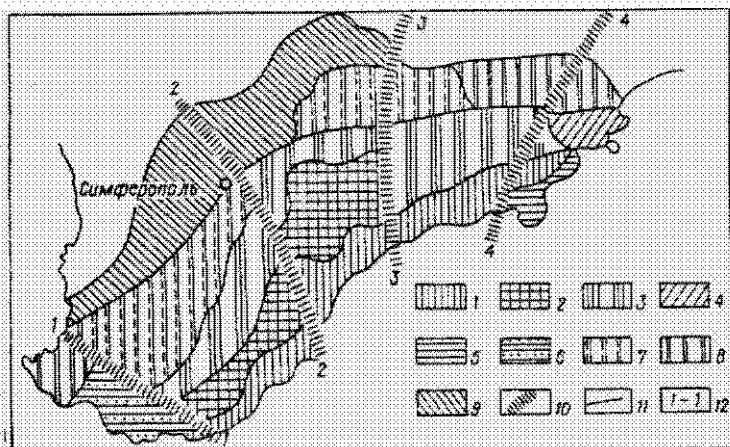


Рис. 13. Схема неотектонических рельефообразующих обстановок Крымских гор (составила В. П. Палиенко по материалам М. В. Муратова, Л. Е. Борисенко, И. И. Чебаненко, Н. Н. Шаталова, Л. М. Расцветаева и др.):

Районы проявления дифференцированных новейших движений земной коры: 1 — умеренных и интенсивных воздыманий, с которыми сопряжены взбросо-сбросовые и сдвиговые деформации, 2 — интенсивных воздыманий и крупноблоковых взбросо-сдвиговых деформаций, 3 — умеренных воздыманий и крупноблоковых преимущественно сбросовых деформаций с подчиненным развитием сдвигов, 4 — относительно слабых воздыманий и мелкоблоковых преимущественно сбросовых деформаций с подчиненным развитием сдвигов, 5 — относительно слабых воздыманий и мелкоблоковых преимущественно сбросовых деформаций с подчиненным развитием сдвигов, 6 — относительно слабых воздыманий и мелкоблоковых преимущественно сбросовых деформаций с подчиненным развитием сдвигов, 7 — относительно слабых воздыманий и моноклиально-блоковых преимущественно сбросовых деформаций с подчиненным развитием сдвигов, 8 — относительно слабых воздыманий и мелкоблоковых преимущественно сбросовых деформаций с подчиненным развитием сдвигов, 9 — относительно слабых воздыманий и преимущественно крупноблоковых сбросовых деформаций с подчиненным развитием сдвигов, 10 — крупные зоны сдвиговых деформаций, 11 — направление относительного перемещения крыльев сдвиговых нарушений, 12 — зоны сдвиговых деформаций: 1—1 — Западно-Крымская, 2—2 — Центральнокрымская, 3—3 — Западно-Приазовская, 4—4 — Суджская

и ранее Б. Ф. Добрыниным, М. В. Муратовым, Г. А. Лычагиным, Н. И. Николаевым, В. И. Бабаком и др.

Крымские горы рассматриваются в качестве морфоструктуры I порядка, ограниченной на севере Крымско-Кавказским глубинным разломом, на юге — Южнобережной зоной разломов. Выделение в их составе морфоструктур разных рангов, пространственные закономерности их сопряжения, особенности морфологии определяются системой разломно-блоковых структур и их динамикой. Зональность в расположении главнейших орографических элементов Крымских гор связана с системой продольных разломных зон, к которым приурочены южное и северное межгрядовые понижения и разделяемые ими гряды, отвечающие крупным глыбам. Орографическая и морфолого-генетическая неоднородность рельефа внутри зон обусловлена дифференцированностью вертикальных и горизонтальных движений земной коры в границах блоковых структур и разделяющих их поперечных и диагональных сбросов, сбросо-сдвигов (Салгиро-Октябрьский, Гурзуфский, Ялтинский, Чернореченский и др.).

Как подчеркивает А. И. Спиридонов [183] при общих прямых соотношениях в целом, морфоструктуры II и III порядков часто имеют обратное выражение в рельефе. Г. Е. Гришанков [64] в пределах Крымских гор выделяет морфоструктуры II порядка: складчато-глыбовые моноклиналильные плато, среднегорья, низкогорья и котловины области малых и умеренных дифференцированных унаследованных (или возрожденных) новейших поднятий преимущественно с обратным соотношением рельефа и структур, а также морфоструктуру III порядка: моноклиналильные блоковые плато, складчато-глыбовые среднегорья и низкогорья, складчатые моноклиналильные низкогорья с межгорными котловинами (восточная часть гор), складчатые денудационно-останцовые низкогорья, складчатые денудационно-останцовые низкогорья с межгорными котловинами, складчатые денудационно-ступенчатые низкогорья, складчатые денудационно-ступенчатые низкогорья в комплексе с выходами изверженных пород, складчатые денудационно-ступенчатые низкогорья, осложненные блоками известняковых массивов, и крупные межгорные котловины.

Н. С. Благоволит [15] в качестве морфоструктур II порядка рассматривает две геоморфологические подпровинции — Горный и Предгорный Крым, особенности которых определяются различным структурным положением, разным временем заложения (в раннем мелу, в миоцене и плиоцене) и генезисом рельефа. Морфоструктуры Главной гряды относятся к глыбовым денудационно-тектоническим, предгорных гряд — к моноклиналильно-складчатым структурно-денудационным морфоструктурам. В качестве морфоструктур III порядка выделяются в границах каждой из указанных подпровинций западная, центральная, восточная области.

Р. П. Купраш [146], отдавая предпочтение поперечным структурам, выделяет в качестве морфоструктур II порядка Западно-Крымский и Восточно-Крымский мегаблоки, разделенные Молбайским сбросом. В Западно-Крымский мегаблок входят Гераклеийский, Байдарский, Ай-Петринский, Алуштинский и Караби-Долгоруковский макроблоки, которым отвечают глыбовые денудационно-тектонические среднегорья и низкогорья, а также моноклинали северных предгорий Крыма. В составе Восточно-Крымского мегаблока выделяются Меганомско-Молбайский и Карадагско-Агармышский макроблоки.

Сложная раздробленность разломами, высокая подвижность блоковых структур, зафиксированная в рельефе на всех этапах истории его формирования, включая современный, позволяют проводить выделение морфоструктур очень высоких порядков, занимающих небольшие площади. Так, в Южнобережной морфоструктуре Р. П. Купраш [117] выделяет 34 микроблока, характеризующихся различной неотектонической активностью и интенсивностью развития экзогенных рельефообразующих процессов. В пределах микроблоков, отстающих в поднятиях, либо опускающихся, отмечается аккумуляция брекчиеподобных массандровских отложений, накопление и пот-

ружение аллювиальных, пролювиальных и гравитационных образований под уровень моря. К относительно приподнятым микроблокам приурочено развитие преимущественно денудационных процессов — эрозии, оползнеобразования.

Приведенные выше различные интерпретации морфоструктурного районирования отражают весьма сложные геоморфологические и неотектонические условия региона. В соответствии с точкой зрения автора геоморфологические особенности Крымских гор прежде всего подчинены продольной зональности в проявлении дифференцированных рельефообразующих движений земной коры, что нашло отражение в пространственных закономерностях доминирующих генетических типов рельефа и истории развития морфоструктур. На определенных этапах развития важная роль принадлежит крупным поперечным субмеридиональным нарушениям — Западно-Крымскому, Центральнокрымскому, Западно-Приазовскому, Судакскому, пересекающим вкрест простирания все геоморфологические элементы. Весьма отчетливо прослеживается рельефообразующее влияние горизонтальных перемещений по этим разломам; амплитуда горизонтального перемещения — 3—5 км. Все указанные нарушения относятся к системе левосторонних сбросо-сдвигов с преобладанием горизонтальной составляющей над вертикальной [162].

Учитывая сложную дифференцированность в пространстве новейших рельефообразующих движений земной коры и их роль в формировании рельефа различных типов, можно выделить несколько зон.

Зона высокоактивных морфоструктур включает Главную гряду Крымских гор в границах Западной и Центральной геоморфологических областей (здесь и далее названия геоморфологических таксонов по работе [15]). Главная гряда испытала интенсивные (более 1000 м) прерывистые сводовые воздымания, характеризуется развитием крупноблоковых взбросо-сдвиговых деформаций, повышенными градиентами средних скоростей рельефообразующих движений земной коры ($2 \cdot 10^{-4}$ — $7 \cdot 10^{-4}$ см/(км/год)) и относительно высокой скоростью рельефообразующих движений земной коры (0,3 мм/год).

Зона умеренно активных морфоструктур включает внутреннюю куэстовую гряду, южное продольное понижение в границах Соколино-Верхореченского и Байдарско-Варнутского геоморфологических районов Западной геоморфологической области, Белогорско-Грушевский и Агармышский районы Восточной геоморфологической области. Эти морфоструктуры испытали умеренные (600—800 м) прерывистые воздымания; они характеризуются развитием крупноблоковых и блоковых преимущественно сбросовых и сдвиговых деформаций, средней скоростью рельефообразующих движений земной коры — 0,2 мм/год, средними градиентами скоростей неотектонических движений от $6 \cdot 10^{-5}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год).

Зона менее активных морфоструктур включает Внешнюю куэстовую гряду, северное продольное понижение, Зуйско-Гвардейскую возвышенность (в границах Бахчисарайско-Куйбышевского, Зуйско-Гвардейского, Феодосийского геоморфологических районов). Перечисленные морфоструктуры испытали относительно слабые (100—200 м) воздымания, сопряженные с перегибами блоковых структур и сдвигами, и характеризуются средними градиентами скоростей рельефообразующих движений земной коры от $6 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-6}$ см/(км/год), средними скоростями движений от 0,06 до 0,1 мм/год.

Зона относительно слабоактивных морфоструктур включает Ласпинский, Оползневой, Лименско-Алупкинский, Ялтинский, Гурзуфско-Маякский, Алуштинский, Приветненский геоморфологические районы Южно-бережной морфоструктуры. Они испытали колебательные короткопериодические движения земной коры, сопряженные с мелкоблоковыми взбросо-сбросовыми, сдвиговыми и гравитационными деформациями, и характеризуются весьма высокими градиентами средних скоростей рельефооб-

разующих движений земной коры (более $7 \cdot 10^{-4}$ см/(км/год)), скоростями рельефообразующих движений 0,1—0,22 мм/год.

Зона слабоактивных на этапе рельефообразования обращенных морфоструктур предгорного прогиба включает Южно-Керченскую и Центральнокерченскую морфоструктуры, сформировавшиеся на гетерогенном основании — юго-восточном погружении структур Крымского орогена и структурах Индоло-Кубанского предгорного прогиба. Структурный план Южно-Керченской морфоструктуры, сформировавшейся в условиях периклинального прогиба между Крымскими и Кавказскими горами [188], оформился в конце олигоцена — начале миоцена; определяющее влияние на процессы рельефообразования оказали события предплиоценового времени, когда в связи с аттической фазой активизации территория испытывала поднятие и сжатие. В рельефе доминирует средне- и позднемиоценовая субгоризонтальная пластовая денудационная равнина, суммарные амплитуды поднятия которой не превышают 100 м, скорость нестектонических движений составляет 0,004—0,005 мм/год; средние градиенты скоростей неотектонических движений — $4 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-5}$ см/(км/год). Определенная роль в процессе геоморфогенеза принадлежит криптодиapiровым структурам, обуславливающим деформации абразионной поверхности выравнивания.

Центральнокерченская морфоструктура характеризуется развитием субгоризонтальной полигенетической (абразионно-денудационной и прибрежно-морской аккумулятивной) равнины, осложненной обращенными локальными морфоструктурами — эллиптическими моноклинальными грядами, представляющими собой отпрепарированные кольцевые рифы. Скорость рельефообразующих антропогенных поднятий составила 0,015 мм/год; средние градиенты скоростей неотектонических движений земной коры изменялись от $2 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-4}$ см/(км/год).

Таким образом, в Крымских горах выделены денудационно-тектонические, активные на протяжении всего орогенного этапа, прямые морфоструктуры следующих типов:

испытывшие сводово-глыбовые прерывистые воздымания, сопряженные с крупноблоковыми взбросо-сдвиговыми деформациями;

оформившиеся в позднеорогенную стадию развития, испытывшие умеренные и слабые воздымания, сопряженные с перекосами глыбовых структур и сдвигами;

испытывшие в позднеорогенную стадию контрастные колебательные короткопериодические движения земной коры, сопряженные с растяжениями, мелкоблоковыми взбросо-сбросовыми, сдвиговыми и граг'тационными деформациями, характеризующиеся весьма высокими градиентами средних скоростей рельефообразующих движений земной коры.

Наряду с указанными выделены также обращенные морфоструктуры, сформировавшиеся в позднеорогенную стадию, испытывшие знакопеременные неотектонические движения земной коры, весьма слабые рельефообразующие поднятия, сопряженные со сбросовыми, сдвиговыми, пликативными деформациями, явлениями глинокинеза.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НОВЕЙШЕЙ ЭНДОДИНАМИКИ И ГЕОМОРФОГЕНЕЗА

ЭТАПНОСТЬ НОВЕЙШЕЙ ЭНДОДИНАМИКИ И ГЕОМОРФОГЕНЕЗА

Проблема этапности тектонических движений и рельефообразования — одна из ключевых при структурно-геоморфологическом анализе территории. Не вызывает сомнения факт определяющего значения крупных перестроек в эндодинамическом режиме при формировании рельефа, что изложено в работах таких исследователей, как К. К. Марков, И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков, З. А. Сваричевская, Ю. П. Селиверстов, М. Ф. Всклич, Ю. Ф. Чемяков, В. И. Галицкий, С. И. Проходский, С. К. Горелов, В. А. Брылев, Г. Ф. Уфимцев и др.

Наиболее последовательно ритмичность морфогенеза метарельефа суши с точки зрения оценки рельефообразующего значения эндодинамики обоснована в концепции морфоциклов Ю. Ф. Чемяковым. Морфоцикл рассматривается как временной интервал истории развития рельефа, характеризующийся закономерной циклической сменой рельефа, происходящей на фоне поступательно-направленного процесса морфогенеза, в котором выделяется подвижная фаза с контрастным рельефом и стабильная фаза с выравненным рельефом. Проблема этапности геоморфогенеза анализируется также при геоморфологических корреляциях (А. А. Асеев, С. М. Александров, Н. С. Благоевлин, С. К. Горелов, Д. А. Тимофеев, В. Ф. Филатов, Г. И. Худяков, В. П. Чичагов и др.), при обосновании эволюционно-морфоструктурных моделей (А. А. Асеев, Ле Дик Ан и др.) и т. д.

Сформулированные к настоящему времени представления о геоморфологической этапности и цикличности морфогенеза отражают относительную согласованность точек зрения большинства исследователей по проблеме выделения глобальных геоморфологических этапов и существованию расхождений в определении длительности и специфики геоморфогенеза в течение этапов более высокого ранга, что объясняется более сложным уровнем связей между эндогенной и экзогенной составляющими геоморфогенеза и более разнообразным их воплощением в рельефе земной поверхности.

Неотектонический этап выделяется в качестве одного из основных этапов рельефообразования, имеющих глобальное значение. (Эта точка зрения разделяется большинством геоморфологов и неотектонистов [1, 5, 8, 19, 25, 45, 56, 57, 80—82, 90, 91, 122—126, 130, 158, 164, 168, 172, 174, 198, 202, 208 и др.].) Он определен в пределах позднего кайнозоя. Качественная смена геодинамической обстановки и глобальная активизация тектонических процессов произошла в позднем эоцене — начале олигоцена [125, 192 и др.]. В целом неотектонический этап входит в крупный ритм тектонических движений, соответствующий альпийскому циклу складчатости (150—200 млн. лет), который в свою очередь подразделяется на менее продолжительные ритмы: 30—40 млн. лет, 4—6 млн. лет, 0,8—1,0 млн. лет и др., включая наиболее короткие ритмы современного этапа развития продолжительностью 1 год и менее.

Периодичность неотектонических движений имеет различную природу и связывается с планетарными, подкоровыми, коровыми движениями. Из наиболее значимых факторов, оказывающих корректирующее влияние на ритмичность неотектонических движений, следует назвать эвстатические колебания Мирового океана, гипертенную изостазию и гляциоизостазию.

Неотектонический этап рассматривается как этап направленного формирования геоморфологического облика территории.

Согласно существующим представлениям внутри неотектонического эта-

па выявлена временная изменчивость интенсивности тектонических процессов разной периодичности. Глобально синхронные активизации неотектонических движений, установленные для конца эоцена — начала олигоцена, конца олигоцена — начала миоцена, начала среднего миоцена, позднего миоцена — раннего плиоцена, конца среднего — начала позднего плейстоцена, предопределили периодичность геоморфогенеза в крупнейших эпите-осинклинальных поясах мира и на прилегающих платформах.

Региональные аспекты этапности геоморфогенеза и неотектонических движений земной коры для территории Украины разработаны В. Г. Бондарчуком, М. Ф. Векличем, Н. Г. Волковым, Р. Р. Выржиковским, В. И. Галицким, И. Д. Гофштейном, П. К. Заморисом, Б. Л. Личковым, А. М. Мариничем, Д. П. Назаренко, С. И. Проходским, Г. В. Пасечным, А. П. Ромодановой, И. М. Рослым, Н. С. Соколовским и многими другими исследователями. Наиболее глубоко эти вопросы проработаны для Донецкой возвышенности, Левобережной низменности, Карпат, Крымских гор и некоторых других районов [9, 11, 14, 15, 18, 33, 41, 59, 60, 62, 67, 78, 97, 103, 141, 142, 149, 150, 161, 170, 175, 177 и др.]. Корреляция неотектонических событий в целом для платфор-

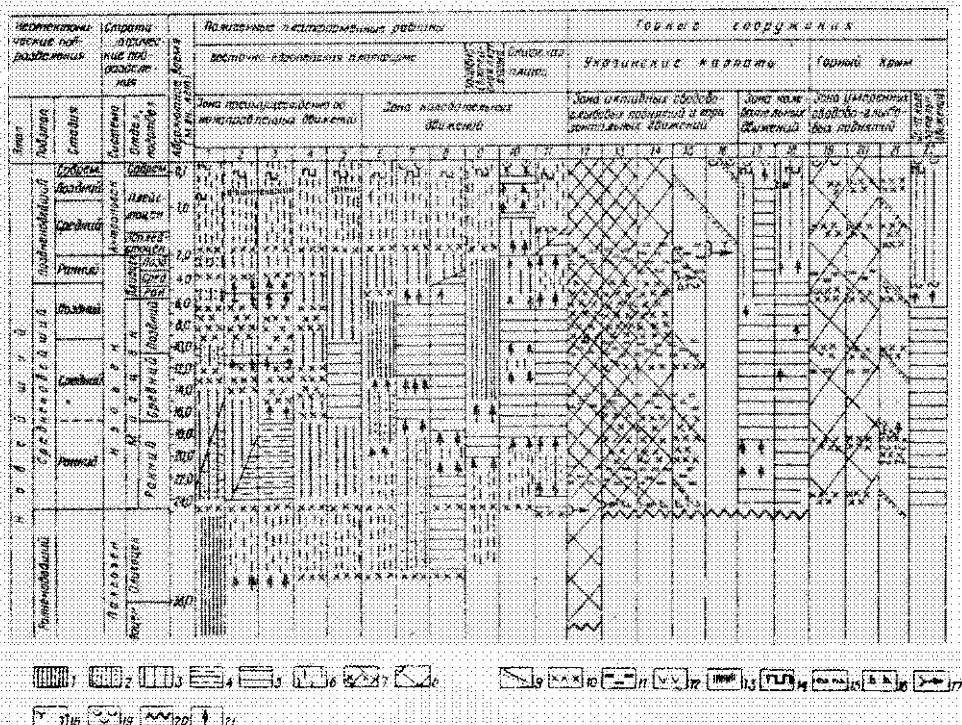


Рис. 14. Схема сопоставления неотектонических событий и геоморфогенеза:

Неотектонические движения земной коры и геоморфогенез различных платформенных и платформенно-поздних областей: 1 — интенсивные поднятия, преобладание денудационных процессов, формирование структурно-денудационного рельефа; 2 — умеренные поднятия, преобладание денудационных процессов, формирование денудационного рельефа; 3 — слабые поднятия, преобладание аккумулятивных процессов, формирование пластово-аккумулятивного рельефа, в том числе уловней типа седиментов; 4 — относительные опускания, преобладание аккумулятивных процессов, формирование пластово-аккумулятивного рельефа; 5 — опускания, преобладание аккумулятивных процессов, формирование аккумулятивного рельефа; 6 — дифференцированные движения (поднятия и опускания), формирование денудационного и аккумулятивного рельефа.

Неотектонические движения земной коры и геоморфогенез орогенных областей: 7 — интенсивные прерывистые сводово-глыбовые поднятия, преобладание денудационных процессов, формирование денудационных поверхностей выравнивания; 8 — умеренные прерывистые сводово-глыбовые поднятия, преобладание денудационных процессов, формирование денудационных поверхностей выравнивания; 9 — относительные слабые прерывистые сводово-глыбовые поднятия, преобладание денудационных процессов, формирование денудационных и циклических пластово-аккумулятивных поверхностей выравнивания, в том числе типа седиментов; 10 — активизация поднятий, усиление денудационных процессов, выработка поверхностей презанжия; 11 — замедление поднятий, выработка поверхностей выравнивания; 12 — активизация опусканий; 13 — активизация движений земной коры под влиянием гравитационно-статического фактора; 14 — блоковые движения переменного знака; 15 — складкообразование; 16 — покровообразование; 17 — горизонтальные движения; 18 — вулканические и субвулканические процессы; 19 — сейсмические процессы; 20 — смена неотектонического режима; 21 — смена знака неотектонических движений (а — поднятия, б — опускания); 22 — морфоструктуры. Морфоструктуры (цифры 1—22) соответствуют разноразрядным морфоструктурам, показанным на рис. 31.

1—1: 2—III, 112, 113, 115; 3—III2, 1113; 4—III1; 5—IV1; 6—IV2, IV3; 7—IV4, IV5, IV6; 8—V; 9—IV3(3a); 10—VI; 11—VII; 12—VII1; 13—VII2; 14—VII3; 15—VII4; 16—VII5; 17—VII6; 18—VII7; 19—IX1(a); 15; 20—IX1(b); 10; 21—IX1(d); 22—IX2.

менной части Украины произведена И. Л. Соколовским [176, 177], выделившим в истории развития платформенных структур три основные фазы неотектонической активизации — на границе между олигоценом и миоценом, в конце среднего сармата, в начале антропогена. Проблема корреляции неотектонических событий и геоморфогенеза между орогенными и платформенными морфоструктурами для территории Украины к настоящему времени окончательно не решена.

Понимая этап геоморфогенеза как временной интервал, на протяжении которого сохраняется в основных чертах определенный эндодинамический стиль и однотипная климатическая обстановка, обуславливающая генетическую сущность, направленность и интенсивность проявления экзогенных процессов, автор, как и Н. И. Николаев, В. Е. Хаин, З. А. Сваричевская, Ю. П. Селиверстов, В. А. Брылев, В. Г. Трифонов, рассматривает новейшее время в качестве самостоятельного и своеобразного этапа рельефообразования.

Анализ региональных данных, имеющихся по территории Украины, позволяет выделить внутри новейшего этапа интервалы различной длительности, характеризующиеся существенными отличиями в неотектонических проявлениях, числе и интенсивности активизаций, амплитудах и скоростях движений земной коры, обусловивших определенные условия для развития экзогенных рельефообразующих процессов.

С учетом перечисленных критериев автор выделяет в новейшем этапе геоморфогенеза позднеэоцен-олигоценный (ранне- и позднейший), позднеолигоцен-раннемиоценовый (средне- и позднейший) и среднемиоцен-антропогенный (поздне- и позднейший) подэтапы, включающие стадии, которые охватывают более короткие временные интервалы (рис. 14).

РАННЕ-И ПОЗДНЕОЦЕНОВЫЙ ПОДЭТАП

Ранне- и позднейший (позднеэоцен-олигоценный) подэтап охватывает отрезок времени между позднеэоцен-раннеолигоценной и позднеолигоцен-раннемиоценовой активизацией неотектонических движений земной коры. В орогенном поясе он зафиксирован в инверсии тектонических движений в Мармарошской и Пенинской морфоструктурах Центральной орогенной зоны Восточных Карпат, где проявились малоамплитудные поднятия и оформился предорогенный денудационный уровень.

Реконструкция первично-тектонического рельефа рассматриваемых морфоструктур, структурный план которых определился в результате палеоэоценовых (?) и пиренейских позднеэоценовых движений земной коры, затруднена в связи с тем, что в савскую фазу активизации весьма интенсивно проявились глыбовые складчатые движения и денудационные процессы. Развитие денудационных процессов в условиях сложной раздробленной тектоническими нарушениями территории осуществлялось весьма быстрыми темпами и контролировалось разломно-блоковыми структурами.

Оформление внутренней структуры Крымских гор и морфоструктурная дифференциация в границах Главной гряды связываются с ранне- и поздне- и позднемиоценовыми фазами тектогенеза. Развитие морфоструктур между этими фазами тектонической активизации, как признают большинство исследователей [188 и др.], осуществлялось в условиях спокойного тектонического режима, с которым связывается выработка предпозднеорогенного регионально-денудационного уровня, представленного в современном рельефе верхним плато яйл. Возраст плато обосновывается Н. С. Благоволитным [15] как ранне-меловой (между титоном и валанжином).

В границах Крымского орогена активизация тектонических движений сопряжена с усилением денудации, которая коррелируется с началом накопления молассово-орогенного комплекса ранней подстадии послерифтовой стадии формирования впадины Черного моря и сопоставляется с активизацией срединного Родопского массива на Балканах [204].

В платформенной части территории Украины в ранне- и позднейшем подэтапе выделяются зоны устойчивых восходящих и нисходящих движений, а также зо-

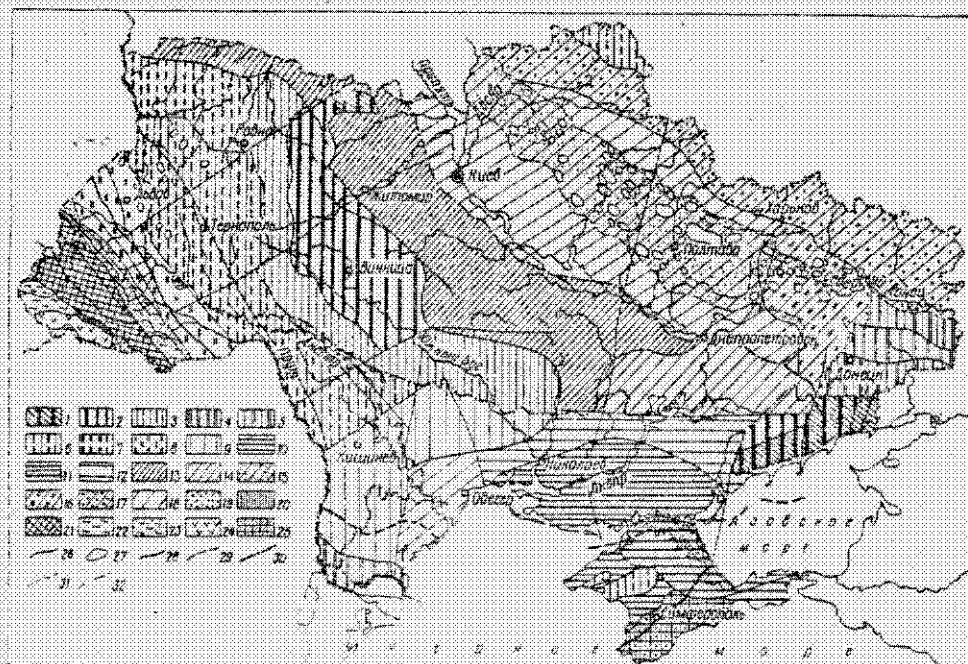


Рис. 15. Морфоструктурно-неотектоническая схема — ранненовостийский подэтап (составил В. П. Палиенко):

Развино-платформенные морфоструктуры:

зона устойчивых восходящих неотектонических движений земной коры и конденсационного развития морфоструктур: подзона унаследованных и возрожденных морфоструктур шита: циклоновые денудационные равнины, испытывающие глыбово-блоковые поднятия, 1 — активные, 2 — умеренные, 3 — относительно слабые; циклоновые денудационные равнины эвиплатформенного складчатого сооружения, испытывающие поднятия: 4 — умеренные, 5 — относительно слабые; подзона новообразованных морфоструктур перикратонного прогиба и складчатости шита: денудационные равнины, испытывающие глыбово-блоковые поднятия: 6 — активные, 7 — умеренные, 8 — относительно слабые, 9 — слабые; зона устойчивых нисходящих движений земной коры и конседиментационного развития морфоструктур: аккумулятивные цокольные равнины, испытывающие опускания: 10 — весьма активные, 11 — активные, 12 — относительно слабые; зона колебательных (знакопеременных) движений земной коры и переменного развития морфоструктур: подзона новообразованных отрицательных морфоструктур шита: пластово-аккумулятивные равнины, испытывающие: 13 — глыбово-блоковые умеренные опускания и последующие поднятия, 14 — относительно слабые опускания и последующие поднятия; подзона унаследованных морфоструктур интратектонической впадины и ее склонов: пластово-аккумулятивные и пластово-денудационные равнины, испытывающие: 15 — относительно слабые опускания и весьма слабые поднятия, 16 — относительно слабые опускания и умеренные поднятия, 17 — слабые опускания и активные поднятия, 18 — умеренные и активные опускания и относительно слабые поднятия.

Орогенные морфоструктуры:

зона каледонийского орогенеза: подзона денудационных морфоструктур, испытывающих: 19 — унаследованные поднятия и горизонтальные движения, 20 — малоамплитудные мелкоблоковые движения в шовой зоне, 21 — инверсионно тектонических движений: земной коры в начальной стадии орогенеза: подзона морфоструктур внутреннего и предортогоного прогиба: аккумулятивные равнины, испытывающие опускания: 22 — весьма активные, 23 — активные, 24 — относительно слабые; зона раннекаледонского орогенеза: подзона денудационных морфоструктур: 25 — испытывающих относительно слабые поднятия; 26 — глыбовые активизированные разломные зоны, 27 — активные брахиантиклинальные структуры. Границы: 28 — орогенов и платформ, 29 — разновысотных платформ, 30 — шита, 31 — эвиплатформенных складчатых сооружений, 32 — интратектонической впадины.

на колебательных (знакопеременных) движений земной коры (рис. 15). Первая охватывает морфоструктуры Волыно-Азовской плиты, западную и юго-западную части УЩ, Приазовский горст и Донецкий край, развивавшиеся в конденсационном режиме. Донецкая возвышенность-край с фрагментами базального мезозойского пенеплена в центральной части и палеогеновой пенепленизированной поверхностью выравнивания на остальной части территории испытала поднятия с амплитудой 50—60 м (с учетом превышения мезозойского пенеплена над палеогеновой пенепленизированной поверхностью). Сходные условия были характерны для Приазовской возвышенности-горста.

В условиях более слабых малоамплитудных поднятий формировался рельеф в западной части УЩ, где оформилась цокольная слабоприподнятая возвышенность-кратон с фрагментами базального мезозойского пенеплена в границах Бердичевского и Новоград-Волынского блоков, а также цокольные пластово-денудационные равнины в границах Днестровско-Южнобугского и южной части Кировоградского блока.

Зона устойчивых нисходящих движений и конседиментационного развития морфоструктур охватывает центральную часть Причерноморской

впадины и северную часть Равнинного Крыма, где происходило накопление мощной майкопской серии в условиях сокращающегося морского бассейна, что было сопряжено с опусканиями в Черноморской впадине. По данным А. В. Чекунова [204], анализ темпов осадконакопления майкопских отложений позволяет сделать вывод о выравнивании геодинамических условий на сопредельных участках Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Эта закономерность достаточно четко прослеживается также при исследовании эндодинамики этих структур в плиоцене и антропогене. Границы зоны устойчивых нисходящих движений определяются Конкским, Николаевским, Западно-Приазовским, Симферопольским разломами.

Зона проявления знакопеременных движений земной коры и переменного развития морфоструктур охватывает центральную и восточную части УЩ и ДДВ, в пределах которых на протяжении раннего и среднего олигоцена в режиме умеренных и относительно слабых опусканий формировалась первичная харьковская равнина — базовый доминантный геоморфологический комплекс. В позднем олигоцене рассматриваемая территория вовлекалась в слабые поднятия, на основании чего морфоструктуры отнесены к числу развивающихся в переменном неотектоническом режиме в рамках рассматриваемого подэтапа. Среди них выделяются новообразованные отрицательные морфоструктуры северо-восточной и восточной частей УЩ и юго-восточного склона Воронежской антеклизы, унаследованные морфоструктуры ДДВ, развивавшиеся сначала в режиме опусканий, а в позднем олигоцене в условиях прерывистых относительно маломплитудных поднятий.

Так как средняя скорость рельефообразующих поднятий для западной части равнинно-платформенной территории Украины, не перекрывавшейся эпиконтинентальными неогеновыми бассейнами, составляла 0,009 мм/год, относительное превышение континентальной части полигенетической олигоценовой поверхности над аквальной условно составляло не более 100 м.

С ранненовейшим подэтапом связывается активизация разломных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, предопределивших общее простиранье береговых линий эпиконтинентального харьковского бассейна и наиболее крупных форм рельефа суши — Хмельницкого, Подольского, Центрального, Северо-Украинского, Одесского, Западно-Приазовского, Симферопольского, Лукашевско-Тимошевского и др.

Итак, ранненовейший подэтап характеризуется проявлением устойчивых восходящих (с амплитудами от первых сотен метров в орогенном поясе до 100 м в платформенной части территории), устойчивых нисходящих (с амплитудами от нескольких десятков метров до 2000 м в платформенной части) и знакопеременных (с амплитудами до нескольких десятков метров в платформенной части) движений. С региональными тектоническими перестройками в конце подэтапа связывается установление континентального режима рельефообразования на большей части территории Украины и закрепление тенденций к поднятиям и деструкции в областях мезозойской и палеогеновой пенепленизации. Характерно выравнивание эндогенных условий геоморфогенеза и сопряженность развития морфоструктур УЩ, ДДВ и Причерноморской впадины.

В ранненовейшем подэтапе с учетом дифференциации рельефообразующих движений во времени можно выделить позднеэоцен-раннеолигоценовую, ранне-среднеолигоценовую и позднеолигоценовую стадии.

Позднеэоцен-раннеолигоценовая стадия активизации неотектонических движений сопряжена с инверсией тектонических движений в орогенном поясе и оформлением поверхности врезания ниже уровня базального мезозойского пенеплена в пределах Донецкой и, возможно, Приазовской возвышенностей. Вероятно, активизация денудации происходила также в западной и юго-западной частях Воыно-Азовской плиты и в западной части УЩ, где доминирующая роль в рельефе принадлежала также мезозойскому пенеплену. На остальной части платформенной территории преобладали аккумулятивные процессы.

Ранне-среднеолигоценовая стадия характеризуется относительным ослаблением тектонической активности. В условиях относительно слабых поднятий и опусканий в равнинно-платформенной области формировалась полиге-

истическая харьковская (межгорская) равнина, а на возвышенностях, обособившихся на предшествовавшей стадии, формировались денудационные поверхности выравнивания. Заключительная — позднеолигоценовая стадия характеризуется проявлением общих поднятий, зафиксировавших начало континентального рельефообразования на большей части территории Украины.

СРЕДНЕНОВЕЙШИЙ ПОДЭТАП

Средненовейший — позднеолигоцен-раннеплиоценовый подэтап начался активизацией неотектонических движений земной коры в конце олигоцена — начале миоцена. С ней связывается кардинальная перестройка неотектонического режима как в орогенных, так и практически во всех платформенных морфоструктурах (рис. 16). В Восточных Карпатах она выразилась в региональной инверсии вертикальных тектонических движений земной коры, проявлении тангенциальных сжатий и формировании глыбово-покровных морфоструктур, оформлении неотектонического каркаса орогена и главных черт неотектонической структуры гчетреннего и предгорного прогибов.

Характерны весьма активные тангенциальные движения, обусловившие оформление складчато-надвиговых низкогорий Внешнекарпатской морфоструктуры. Важную роль в их формировании на начальных этапах сыграли процессы тектонической денудации. Учитывая относительно молодой возраст рельефа и соответственно более короткий период денудации, а также не согласующиеся с этим весьма значительные объемы денудации (мощность зоны денудации Скибовых Карпат условно составляет 1000 — 1200 м в плиоцене и антропогене) и практически полное отсутствие коррелятных отложений в Предкарпатском прогибе, можно допустить, что преобладающее значение в деструкции первично-тектонического рельефа Скибовой зоны Карпат на этом этапе принадлежит процессам тектонической денудации, продукты которой не имели широкого разброса в области предгорного прогиба и аккумуляровались у подножия фронтальных частей моноклинальных хребтов. Сводово-глыбовые поднятия проявляются во Внутреннекарпатской и Мармарошской морфоструктурах. Смена знака вертикальных движений отмечается в Предкарпатской морфоструктуре, которая с этого момента развивается как обращенная. С горизонтальными движениями связано оформление главных зон морфоструктурной интерференции и дискордантных положительных морфоструктур.

С эпохой активизации тангенциальных сжатий и оформления складчато-покровной структуры Восточных Карпат (эгер — середина сармата) связывается формирование миоценовых вулканотектонических грабенов в Паннонском массиве и внутренних (мезозойских) зонах Карпат. Как подчеркивает Е. Е. Миламовский [112], фазы усиления складчато-покровных деформаций и усиления растяжения в грабенах не совпадали во времени, хотя и были связаны друг с другом.

Характерна неоднократная активизация вулканических процессов, по поводу чего высказаны различные мнения. Е. Ф. Малеев выделяет среднемиоценовую, паннонскую, ранне- и позднеlevantинскую фазы орогенного вулканизма. В. Я. Радзивил — гельвет-раннеторонскую, раннесарматскую и паннон-levantинскую фазы магматической активизации. Существуют также различные мнения относительно времени последней активизации вулканических процессов, с которой связывается оформление рельефа Вигорлат-Гутинской гряды. М. Ф. Веклич считает, что она произошла в позднем миоцене. Е. Д. Малеев — в позднем levantинне, В. Я. Радзивил — в панноне — levantинне, И. Д. Гофштейн — в позднем плиоцене — раннем антропогене.

Вулканическим процессам придается большое значение в общих геодинамических построениях. По мнению И. Д. Гофштейна [61], формирование Вигорлат-Гутинского хребта следует рассматривать как факт, свидетельствующий о завершении островодужного этапа в развитии Карпат.

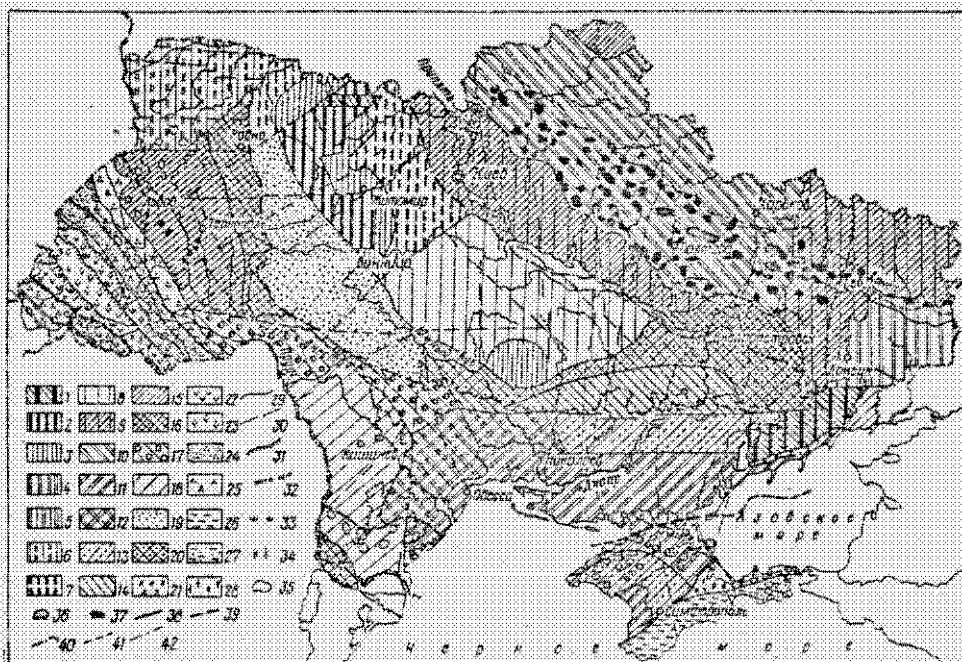


Рис. 16. Морфоструктурно-неотектоническая схема — средненеовейший подэтап (составил В. П. Палиненко):

Равнинно-платформенные морфоструктуры.

Зона преимущественно устойчивых восходящих неотектонических движений земной коры и конденсационного развития морфоструктур: подзона устойчивых однонаправленных движений унаследованно-возрождающихся морфоструктур: пологие денудационные возвышенности и равнины шита, испытавшие: 1 — глыбовые активные поднятия; 2 — умеренные поднятия; 3 — относительно слабые поднятия; пологие денудационные равнины эпиплатформенного складчатого сооружения и склоны антиклиз, испытавшие: 4 — активные, прерывистые поднятия; 5 — умеренные поднятия; 6 — слабые поднятия; подзона в пределах устойчивых движений: пластово-аккумулятивные равнины шита, испытавшие слабые относительные опускания и последующие поднятия: 7 — умеренные, 8 — слабые; пластово-аккумулятивные равнины внутриплатформенной впадины и склонов шита и антиклиз, испытавшие слабые и умеренные относительные опускания и последующие поднятия: 9 — слабые, 10 — умеренные; зона прерывистых, преимущественно мысложидких неотектонических движений земной коры и конденсационного развития морфоструктур: унаследованные морфоструктуры платформенных впадин: пластово-аккумулятивные равнины, испытавшие глыбово-блоковые опускания прерывавшиеся поднятиями: 11 — весьма активные, 12 — активные, 13 — умеренные, 14 — слабые; зона колебательных (знакопеременных) движений земной коры и переменного развития морфоструктур: подзона вновь образованных положительных морфоструктур периферического прогиба и склонов шита и антиклиз: пластово-аккумулятивные равнины, испытавшие: 15 — слабые и умеренные раннемножонные опускания и весьма активные последующие поднятия; 16 — слабые и умеренные раннемножонные опускания, умеренные и слабые послераннемножонные поднятия; 17 — активные множонные опускания и слабые послераннемножонные поднятия; 18 — весьма активные ранне-среднемножонные опускания и слабые послераннемножонные поднятия; подзона вновь образованных отрицательных морфоструктур шита и эпиплатформенного складчатого сооружения: аккумулятивные равнины, испытавшие: 19 — умеренные среднемножонные опускания и слабые послераннемножонные поднятия; 20 — умеренные опускания и весьма слабые поднятия.

Орогенные морфоструктуры:

зона позднэоценового орогенеза интенсивного тангенциального сжатия и прерывисто-непрерывных дифференцированных воздыманий: подзона денудационно-тектонических орогенных морфоструктур, испытавших: 21 — сводово-глыбовые весьма активные поднятия; 22 — глыбово-блоковые активные вертикальные и тангенциальные движения, с которыми сопряжено формирование глыбово-покрышных инвазионных морфоструктур; 23 — активные тангенциальные и вертикальные движения, с которыми сопряжено формирование покровно-надвиговых морфоструктур; подзона знакопеременных движений предгорного и внутреннего прогиба: пластово-аккумулятивные равнины, испытавшие: 24 — весьма активные опускания; 25 — активные и умеренные опускания; зона раннеэоценового и рекуррентного палеоэоценового орогенеза: подзона структурно-денудационных орогенных морфоструктур, испытавших: 26 — умеренные глыбово-блоковые поднятия; 27 — слабые глыбово-блоковые поднятия; подзона знакопеременных движений предгорного прогиба: пластово-аккумулятивные равнины, испытавшие: 28 — весьма интенсивные опускания, сопряженные с активизацией брахиантиклинальных структур.

Активные разломы, контролирующие: 29 — границы морфоструктур разных тектонических типов; 30 — локализацию различных форм рельефа, изменение мощностей и литофаций миоценовых пачек; 31 — пачки; 32 — зоны вулканических проявлений; 33 — зоны тектонических денудаций; 34 — структуры тектонического скучивания.

Локальные структуры, развивавшиеся: 35 — в конденсационном режиме; 36 — в конседиментационном режиме; 37 — в переменном режиме.

Границы: 38 — орогенов и платформ; 39 — разновозрастных платформ; 40 — шита; 41 — эпиплатформенных складчатых сооружений; 42 — внутриплатформенной впадины.

Разновозрастность рельефа Вигорлат-Гутинского хребта, цепи Кэлиман — Харгита и зоны Вранча, образующих три сегмента в Карпатской дуге, с точки зрения З. Баллы [10], свидетельствует об омоложении тангенциальных движений в направлении с северо-запада на юго-восток и сохранении автономности движений этих сегментов в течение всего неотектонического этапа развития.

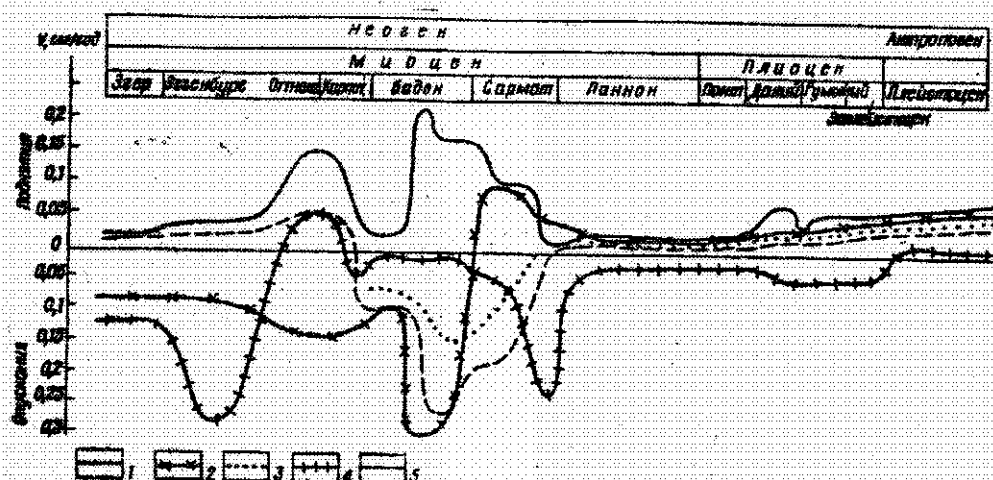


Рис. 17. График изменения скоростей неотектонических движений земной коры: скорости вертикальных движений земной коры, произошедшие: 1 — во Фляшских Карпатах, 2 — в Предкарпатском прогибе, 3 — 5 — Закарпатском внутреннем прогибе: 3 — в Красной зоне, 4 — в Мушкетерской впадине, 5 — в Салоникской впадине.

Менее значительные неотектонические активизации отмечаются во время штрийской и аттической фаз сжатия и активизации вертикальных движений.

Относительное ослабление неотектонической активности отмечается в эггенбурге, раннем бадене и раннем панноне, когда оформляются во внутренней орогенной зоне Полонинская, Подполонинская и Кичерская денудационные поверхности выравнивания, во внешней орогенной зоне — Бескидская и Подбескидская поверхности выравнивания типа педиплэнов. В Закарпатском и Предкарпатском прогибах в это время происходило относительное замедление скорости осадконакопления (до 0,04 мм/год) коррелятивных молассовых отложений (гербильская, богородчанская, тирасская свиты), что значительно меньше (0,21—0,13 мм/год) по сравнению с этапами выработки поверхностей врезания и усиления выноса терригенного материала (рис. 17).

Абсолютные значения скорости неотектонических движений земной коры орогенного этапа в целом, рассчитанные с учетом возраста рельефа и денудационного среза [60], изменяются от 0,633 до 1,1 мм/год, при этом существенно отличаются в границах горной области Восточных Карпат и прилегающих предгорных равнин. Значительное увеличение скорости поднятий характерно для Мармарошской морфоструктуры (0,008 мм/год); скорость поднятий в пределах Внутреннекарпатской морфоструктуры составляет 0,006—0,007 мм/год, Внешнекарпатской — 0,004, Центральнекарпатской морфоструктуры — 0,003 мм/год. Максимальные скорости неотектонических опусканий характерны для Бориславско-Покутской и частично Самборской зоны Предкарпатского прогиба и Краевой зоны Закарпатского внутреннего прогиба (0,07 мм/год), более быстрыми темпами опускаются Центральная и Припанионская зоны Закарпатского прогиба и Паннонская впадина (0,08 мм/год).

Анализ скоростей рельефообразующих движений земной коры во времени показывает их слабую изменчивость на протяжении эгера в области Фляшских Карпат и в прилегающих прогибах. Резкое увеличение скорости опусканий в Закарпатском прогибе отмечается в эггенбурге (0,27 мм/год). Ему соответствует некоторое увеличение скорости поднятий области Фляшских Карпат и Быльче-Войничкой. В раннем миоцене в области Фляшских Карпат отмечается существенное замедление поднятий (0,03—0,02 мм/год) и сопряженное с ним замедление опусканий в прилегающих прогибах. Максимальных значений достигает скорость поднятий Фляшских Карпат в середине бадена. С этим временем связывается весьма значительное ускорение опусканий в Предкарпатском прогибе (0,3 мм/год). Максимальная скорость опусканий в Закарпатском прогибе отмечается в позднем сармате — раннем панноне.

В результате перманентной смены знака вертикальных неотектонических

движений, произошедшей в Предкарпатском прогибе в сармате, а в Закарпатском — в плиоцене и антропогене, активизируются глыбово-блоковые поперечные морфоструктуры, предопределившие формирование структурно-денудационного и пластово-денудационного рельефа.

В Крымских горах формирование рельефа в миоцене осуществлялось в основном в режиме относительно слабых и умеренных глыбовых поднятий. Некоторая активизация горообразования произошла в конце раннего миоцена, с чем связаны процессы складкообразования, надвигообразования и грязевого вулканизма в юго-восточной периклинальной зоне Крымского орогена, а также активизация глыбово-блоковых движений в центральной орогенной зоне. Относительное замедление поднятий, с чем сопряжено оформление в рельефе денудационной поверхности нижнего плато, отмечается в среднем миоцене [124, 149]. Весьма существенная активизация неотектонических движений в раннем плиоцене предопределяет современный морфоструктурный план орогена, активизацию сбросо- и взбросо-сдвиговых структур в горной части, смену знака неотектонических движений и начало формирования пластово-денудационной, интенсивно деформированной равнины в Индоло-Кубанском предгорном прогибе.

В платформенной части территории Украины в течение средненижнего подэтапа оформляются три зоны морфоструктур, развивающихся в конденсационном, конседиментационном и переменном режимах.

Зона преимущественного проявления восходящих движений земной коры в целом сокращалась. Наиболее устойчивые прерывистые поднятия по-прежнему испытывали Донецкая возвышенность, где в рельефе оформились два денудационных уровня типа педиплена (раннемиоценовый и сарматский) и Приазовская возвышенность, где оформилась структурно-денудационная равнина, а также западная часть УЩ, где умеренные и относительно слабые поднятия проявились на территориях, ограниченной Центральным и Жмеринским разломами, и продолжалась деструкция мезозойского базального пенеплена. Относительно более активные поднятия характерны для юго-западного склона Воронежской антеклизы. В границах Волыньско-Полесской морфоструктуры в условиях дифференцированных преимущественно умеренных и слабых поднятий формировалась пластово-денудационная равнина.

Подзона прерывистых неустойчивых миоценовых поднятий охватывает в основном морфоструктуры ДДВ, центральной и северо-восточной частей УЩ, испытывавшие в раннем и первой половине среднего миоцена малоамплитудные поднятия и опускания. По мнению В. И. Галицкого, в раннем миоцене здесь в условиях относительно слабых поднятий формировалась низменная озерно-аллювиальная равнина; в конце раннего — начале среднего миоцена преобладали денудационные процессы, сопряженные с некоторым усилением поднятий, в среднем миоцене развивались аккумулятивные процессы в условиях слабых поднятий и относительно слабых опусканий, сменяющихся в начале позднего миоцена денудацией и активизацией поднятий, а со среднего сармата — аккумуляцией в условиях слабых поднятий. Эндодинамические условия в границах ДДВ были слабо дифференцированы в пространстве, в то время как северо-восточная часть УЩ, особенно в зоне сочленения с ДДВ, существенно опережала в опусканиях смежные морфоструктуры. Со второй половины среднего сармата в подзоне проявились прерывистые поднятия, зафиксированные в оживлении эрозии и формировании серии террасовых уровней в границах морфоструктур юго-восточной части ДДВ и на УЩ [118, 157, 158, 165, 173 и др.].

В зоне преимущественного проявления знакопеременных движений земной коры в раннем миоцене (после позднеолигоцен-раннемиоценовой активизации) оформились морфоструктуры, испытывавшие дифференцированные поднятия (Подольская, Малополевская, Роточская, Центральномолдавская, Северо-Молдавская), Западный сегмент Скифской плиты, а также морфоструктуры, испытывавшие дифференцированные опускания, унаследованные с раннемиоценового подэтапа развития (южная часть Причерноморской впадины, северная часть Скифской плиты).

Конец раннего (карпат, тархан), — начало среднего миоцена (начало бадена, чокрак) характеризуется сменой знака тектонических движений в границах всех морфоструктур зоны знакопеременных движений земной коры. В Причерноморской впадине и Центральном сегменте Скифской плиты инверсия неотектонических движений была относительно непродолжительной. В послечокракское время обе названные морфоструктуры испытывали достаточно активные опускания.

Подольская, Малополесская, Северо-Молдавская, Молдавская, Росточская морфоструктуры также испытывали дифференцированные опускания, в условиях которых оформлялись разновозрастные (баден, сармат) первичные аккумулятивные равнины, послужившие базовыми доминантными геоморфологическими комплексами [17, 18, 38, 105, 176, 206]. Указанные геоморфологические комплексы разновозрастны. Они фиксируют начало современного рельефообразования. В границах Малополесской, Росточской, западной части Подольской морфоструктуры, а также Западного сегмента Скифской плиты это — баден — ранний сармат, в восточной части Подольской морфоструктуры и северной части Бессарабской — сармат, в южной части Центрально-молдавской и на территории Южно-Молдавской, в пределах Центрального сегмента Скифской плиты и Причерноморской впадины — понт.

После последней смены знака неотектонических движений в обращенных морфоструктурах зоны знакопеременных движений геоморфогенез определялся существенно дифференцированными поднятиями. Наиболее активные поднятия в позднемiocен-раннеплиоценовое время испытывали Подольская, Малополесская, Северо-Молдавская, Росточская морфоструктуры. В результате этих поднятий в рельефе оформились пластовые структурно-денудационные равнины Подольской и Росточской возвышенностей, а также рельеф междуречья Прут — Днестр.

В это же время морфоструктуры Причерноморской впадины и равнинной части Крыма испытывали дифференцированные опускания — относительно крупноамплитудные в пределах Альминской впадины, Индоло-Кубанского прогиба и малоамплитудные на остальной территории. Здесь оформился базовый доминантный геоморфологический комплекс первичной понтической равнины.

К концу раннего плиоцена практически все равнинно-платформенные морфоструктуры, за исключением зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (в границах Одесско-Сивашского грабена), вовлеклись в дифференцированные поднятия.

В течение всего среднелиоценового (позднемиоцен-раннеплиоценового) подэтапа повышенная тектоническая активность была характерна для южной прибортовой зоны разломов ДДВ, северо-восточной зоны краевых разломов УЩ, Одесской и Подольской зон разломов, продольных и поперечных нарушений на границе Восточно-Европейской платформы и Прелкарпатского прогиба.

В целом позднеолигоцен-раннеплиоценовый подэтап характеризуется перестройкой неотектонических движений земной коры, в результате чего определились главные гетерогенные региональные морфоструктуры, и, кроме того, значительным преобразованием базовых доминантных геоморфологических комплексов в зоне восходящих, преимущественно унаследованных неотектонических движений земной коры, формированием базовых доминантных геоморфологических комплексов в зоне знакопеременных рельефообразующих движений и проявлением тесных латеральных связей в развитии морфоструктур орогенного пояса и зоны знакопеременных движений в равнинно-платформенной части территории.

В позднеолигоцен-раннеплиоценовом подэтапе развития морфоструктур выделяются следующие стадии: позднеолигоцен-раннемиоценовая стадия перестройки тектонического режима и существенной активизации неотектонических движений в платформенной части, ранне- и среднелиоценовая стадия относительной стабилизации неотектонических движений в зоне устойчивого платформенного режима, стадия перманентной активизации

движений, локальных инверсий, оформления базовых доминантных геоморфологических комплексов в зоне неустойчивого неотектонического режима, стадия активизации процессов тангенциального сжатия и оформления зон морфоструктурной интерференции в Восточных Карпатах, активизации шовных зон между платформами и орогенами, позднемиоцен-раннеплиоценовая стадия, характеризующаяся разрастанием областей поднятий и денудации.

ПОЗДНЕПЛИОЦЕННЫЙ ПОДЭТАП

Позднеплиоценный — среднеплиоцен-антропогенный подэтап характеризуется повсеместным усилением неотектонической активности. Прерывистые дифференцированные поднятия проявились в орогенах и на большей части платформенной территории Украины. Преобладали деструкционные процессы и происходило формирование наложенных доминантных геоморфологических комплексов деструктивного и конструктивного типов. В различной степени преобразовывались базовые доминантные геоморфологические комплексы, созданные в течение предшествующих подэтапов (рис. 18).

В орогенном поясе подэтап начинался активизацией тектонических движений, в том числе тангенциальных сжатий и вертикальных поднятий, существенно повлиявших на интенсивность денудации во всех орогенных зонах Восточных Карпат и Крымских гор.

Позднеплиоценный подэтап развития морфоструктур Восточных Карпат характеризуется проявлением в горной области преимущественно сводово-глыбовых поднятий, в меньшей степени горизонтальных движений земной коры, в Предкарпатском прогибе — проявлением продолжающихся дифференцированных поднятий, в Закарпатском — перманентных инверсий неотектонических движений.

Главные геоморфологические события зафиксированы в серии предгорных поверхностей выравнивания и речных террас. Большинство исследователей выделяют на северо-восточном макросклоне гор Кросненский и Лоевский предгорные уровни, на юго-западном — Скридейский, или Дилокский (в Солотвинской впадине), и Великокопанский, или Шардинский (в Мукачевской). В горной части указанным уровням соответствуют верхняя и нижняя эрозионные (приречные) поверхности [68]. С концом плиоцена и началом антропогена связываются региональные перестройки в формировании речной сети, сопряженные с активизацией разноориентированных глубинных и коровых разломов, о чем упоминалось выше.

На основании анализа террасовых рядов в главнейших речных долинах Восточных Карпат, подтверждающих непрерывно-прерывистый характер позднеплиоцен-антропогенных движений земной коры, также обнаруживается заметная дифференциация скоростей в границах различных морфоструктур. Для Мармарошской морфоструктуры характерны поднятия со средней скоростью 0,074 мм/год, для Внутреннекарпатской 0,066, Центральнокарпатской 0,045, Внешнекарпатской 0,055, Закарпатской 0,041, для Предкарпатской морфоструктуры — 0,049 мм/год. Выявлены отличия в скоростях плиоцен-антропогенных поднятий и внутри перечисленных морфоструктур. В целом отмечается относительное отставание в поднятиях морфоструктур северо-восточного макросклона; противоположная закономерность характерна для Закарпатского и Предкарпатского прогибов. Последний характеризуется повышенными значениями скоростей плиоцен-антропогенных поднятий.

В. И. Сомов указывает, что скорости современных поднятий орогенных морфоструктур Восточных Карпат на 1 — 2 мм/год превышают скорости поднятий в прилегающих прогибах. К сожалению, имеющиеся данные позволяют количественно охарактеризовать пространственную дифференциацию скоростей современных движений лишь для морфоструктур II порядка и не дают возможности проанализировать изменения скоростей в пределах морфоструктур более высоких порядков, где, судя по геолого-геоморфологическим признакам, имеются существенные различия в современной эндодинامي́ке. На основании повторных триангуляционных наблюдений установлено, что максимальные

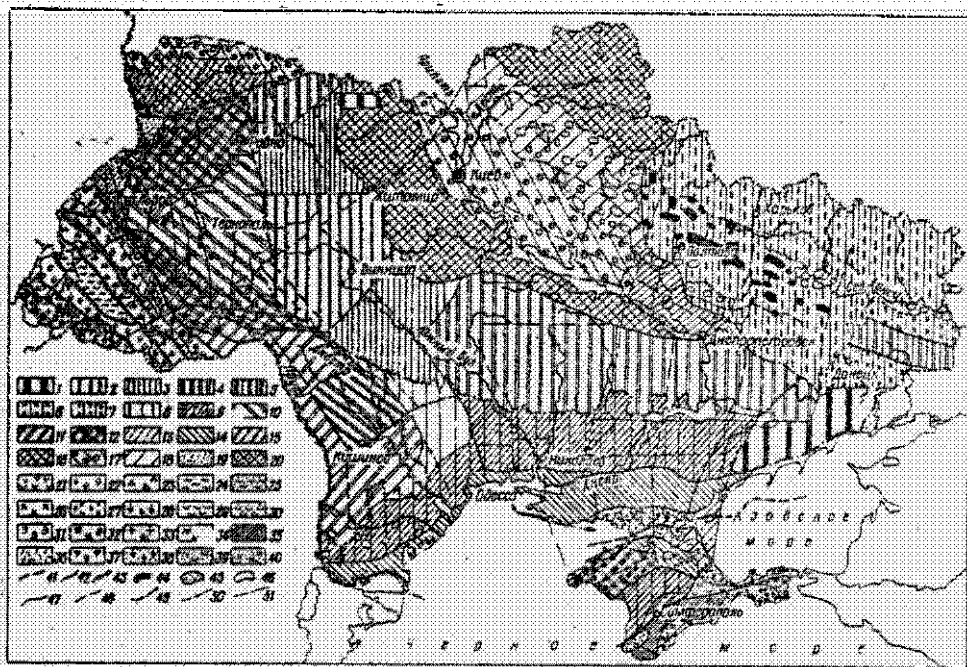


Рис. 18. Морфоструктурно-неотектоническая схема — поздненеогенный подэтап (составила В. П. Палиенко):

Равнинно-платформенные морфоструктуры: зоны устойчивых восходящих неотектонических движений земной коры и компенсационного развития морфоструктур: подзона унаследованно-возрожденных морфоструктур: цокольные структурно-денудационные возвышенности и денудационные равнины щита, испытывающие глубоко-блоковые поднятия — весьма активные, 2 — активные, 3 — умеренные, 4 — относительно слабые; цокольные денудационные возвышенности равнины эпитифформенного складчатого сооружения (возвышенности — краи), испытывающие глубоко-блоковые поднятия: 5 — весьма активные, 6 — активные, сочетающиеся с надвиговыми и сдвиговыми деформациями; подзона унаследованных морфоструктур платформенных впадин и склонов щита, антеклиз: пластово-денудационные крутые равнины, испытывающие глубоко-блоковые поднятия: 7 — активные, с которыми сопряжены активизирующие брахиантиклинальные структуры, 8 — умеренные, 9 — относительно слабые; подзона мезообразованных морфоструктур перигорного прогиба и выступов фундамента: структурно-денудационные и денудационные возвышенности, испытывающие глубоко-блоковые поднятия: 10 — весьма активные, 11 — активные, 12 — умеренные; зоны устойчивых мезостатических неотектонических движений земной коры и компенсационного развития морфоструктур: унаследованные морфоструктуры платформенных впадин: длительно формирующиеся аккумулятивные равнины, испытывающие глубоко-блоковые опускания: 13 — весьма активные, 14 — активные; зоны сопряженного проявления муссонных неотектонических, гляциозостатических компенсационных движений земной коры и переменного развития морфоструктур: подзона унаследованно-возрожденных и унаследованных морфоструктур впадин и их склонов: 15 — горстово-вулканические возвышенности, складчатые поднятия с гляциотектоническими и мильегиными деформациями, испытывающие активные поднятия; 16 — пластово-аккумулятивные и денудационные, равнины области компенсационных гляциозостатических движений, испытывающие умеренные поднятия; 17 — пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины области остаточных гляциозостатических прогибов, испытывающие относительно слабые поднятия; 18 — пластово-аккумулятивные равнины области остаточных гляциозостатических прогибов, активизирующие локальные брахиантиклинальные структуры и процессы тектонизма, испытывающие относительно слабые поднятия; подзона мезообразованных морфоструктур перигорного прогиба: 19 — структурно-денудационные и денудационные возвышенности области активных неотектонических и компенсационных гляциозостатических движений; 20 — денудационные равнины области умеренных неотектонических движений и компенсационных гляциозостатических движений.

Орогенные морфоструктуры:

зоны позднемиоценового орогенеза, интенсивного трансформального сжатия, прерывисто-непрерывных воздыманий и прерывистого компенсационного развития морфоструктур: подзона денудационно-тектонических морфоструктур: 21 — центральная орогенная, испытывающая унаследованные с доорогенного этапа весьма активные складово-глыбовые поднятия; 22 — внутренняя орогенная, испытывающая прерывистые, интенсивные глыбовые поднятия, сочетающиеся со сбросо-сдвиговыми и сдвиговыми деформациями; 23 — внешняя орогенная, испытывающая весьма интенсивное сжатие и сопряженные прерывисто-непрерывные активные воздымания, сочетающиеся со сбросовыми, сдвиговыми, раздвиговыми деформациями; 24 — внутриморфный прогиб, испытывающий менее интенсивные воздымания, сочетающиеся со сбросовыми, сдвиговыми, раздвиговыми деформациями; 25 — равнинно-впадинная зона, сопряженная с мезоглыбовыми деформациями; подзона вулканогенных морфоструктур: 26 — вулканогенная морфоструктура, испытывающая активные поднятия, сопряженные с блоковыми деформациями; 27 — горстово-вулканическая морфоструктура, испытывающая активные поднятия; 28 — вулканотектоническая компенсационная депрессионная морфоструктура, испытывающая опускания; подзона обрамленных морфоструктур предгорного и внутреннего прогиба: 29 — структурно-денудационные и денудационно-тектонические интэриор и холмовые, испытывающие весьма активные поднятия; 30 — двух-поземные возвышенные равнины, испытывающие активные поднятия; 31 — пластово-аккумулятивные равнины, испытывающие дифференцированные поднятия, деформированные в районах брахиянтиклинальных структур; 32 — пластово-аккумулятивные равнины, испытывающие относительно слабые неотектонические и компенсационные гляциозостатические движения; 33 — аккумулятивные равнины, испытывающие длительные опускания и кратковременные весьма слабые поднятия; зона раннеальпийской и рекуррентного позднеальпийского орогенеза: подзона структурно-денудационных и пластово-денудационных морфоструктур, испытывающих: 34 — весьма активные прерывистые воздымания, сопряженные с крупноблоковыми сбросо-сдвиговыми деформациями; 35 — умеренные, прерывистые воздымания, сопряженные с крупноблоковыми преимущественно сбросовыми и сдвиговыми деформациями; 36 — относительно слабые прерывистые воздымания; 37 — высоконтрастные движения, сопряженные с мелкоблоковыми сбросо-сбросовыми и сдвиговыми деформациями; 38 — малоинтенсивные воздымания, сопряженные со сбросовыми деформациями, сдвигами, глисколизом, псевдосубдукционными прогибами; подзона пластово-денудационных морфоструктур предгорного прогиба, испытывающих: 39 — умеренные и слабые поднятия; 40 — опускающие и весьма слабые поднятия.

Разлики, контролирующие: 41 — границы морфоструктур разных тектонических типов; 42 — локализацию форм рельефа, изменение мощностей и дислокации платформ-антиклинальных отложений; 43 — изгибы. Дислокации структур, развивающиеся в разломах: 44 — конвекционные, 45 — трансформационные, 46 — разрывные. Границы: 47 — прогибов и платформ, 48 — разновысотных платформ, 49 — шты, 50 — эпиплатформенных складчатых сооружений, 51 — антиплатформенной впадины.

растяжения (раздвиги) фиксируются на границе Солотвинской впадины и Флишевых Карпат; скорость надвигания горного сооружения на Предкарпатский прогиб составляет 2,3 см/год. Как подчеркивает В. И. Сомов, поле горизонтальных деформаций характеризуется изменчивостью в пространстве. Для Мукачевской впадины характерно растяжение земной коры ($+6,2 \cdot 10^{-6}$), для Складчатых Карпат — сжатие ($-4,2 \cdot 10^{-6}$). Максимальные горизонтальные деформации отмечены в зоне Закарпатского прогиба ($+8 \cdot 10^{-6}$). Продольный сдвиг в северо-западном направлении Бориславско-Покутской зоны Предкарпатского прогиба относительно смежных Самборской и Бильче-Волицкой зон осуществляется со скоростью $0,9 \pm 0,2$ см/год.

Проблемы современной сейсмичности территории проанализированы И. Д. Гофштейном, В. И. Сомовым, В. Г. Кузнецовой, М. И. Мельничуком, И. Ш. Рахимовой и другими исследователями. Проводящиеся на Карпатском геодинамическом полигоне комплексные морфоструктурно-неотектонические исследования позволили нам выделить морфоструктуры, максимально подверженные сейсмическим явлениям (Горинчово-Нересницкая, Завигорлатская, Северо-Мукачевская), сопряженные с разломами, разделяющими блоки с противоположными по знаку плейстоценовыми движениями земной коры, а также Свалявский, Горинчовский, Нересницкий, Драговский, Тересвинский морфоструктурные узлы с весьма высокой (7 — 8 баллов), высокой (5 — 6 баллов) и слабой (менее 5 баллов) сейсмичностью [147].

Позднеовейший подэтап в развитии Крымских гор характеризуется продолжающимися поднятиями, активность которых была дифференцированной во времени. Активизация поднятий в конце позднего миоцена — начале раннего плиоцена, была сопряжена с усилением денудационных процессов и выработкой поверхности врезания ниже нижнего плато яйл. С этим временем связывается начало позднеорогенной стадии развития Крымских гор.

Активизация неотектонических движений земной коры, завершившаяся в начале позднего плиоцена, сменяется стабилизацией движений, геоморфологическим свидетельством чего является выработка предгорной позднеплиоценовой поверхности выравнивания [15] на отметках 320 — 150 м, срезающей сармат-мэотические отложения и коррелирующей с нижними горизонтами николаевской свиты.

Максимум неотектонической активности на позднеорогенной стадии совпадает с концом плиоцена — началом плейстоцена, когда проявились весьма значительные воздымания, активизировались денудационные процессы в горной части и произошло накопление коррелятивных толщ кизылджарских конгломератов у подножья северного макросклона и массандровских брекчий у подножья южного макросклона Крымских гор.

Начало позднеорогенной стадии ознаменовалось весьма существенной активизацией разломных нарушений, на что обращают внимание Л. С. Борисенко, И. И. Чебаненко, Н. Н. Шаталов и др. [23].

Л. М. Расцветаев [162] выделяет следующие крупные, ограничивающие по периметру горное сооружение, зоны активизации горизонтальных движений: Белогорскую зону взбросо-сдвиговых деформаций, которая вытянута в направлении Симферополь — Феодосия и представляет собой зону деформации сжатия и правого сдвига, Балаклавскую зону складчатости и сдвига, ограничивающую горное сооружение с юго-запада, Южнобережную и Бахчисарайскую зоны глубинных надвиговых дислокаций и взбросов, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток. Значительные горизонтальные перемещения отмечаются также вдоль Алуштинско-Симферопольской меридиональной системы левосдвиговых и сбросовых дислокаций.

Как подчеркивает Н. В. Лукина [91], на основании структурно-геоморфологических данных можно высказать предположение об отнесении субмеридиональных разломных структур Горного Крыма к структурам

раздвигания, а субширотных — к взбросо-надвигам, что, по ее мнению, согласуется с кинематическими характеристиками субмеридионального тангенциального сжатия, типичного для горных сооружений альпийского орогенического пояса. Отмечается изменение ориентировки поля напряжений во времени: древнего (донеотектонического) северо-северо-восточного направления сжатия на востоко-юго-восточное, проявившееся в новейшее время, а также изменение морфоструктур на орогенной стадии их развития. Суммарная амплитуда поднятий в течение позднеплиоценового этапа активизации составляла в области Главной гряды 250 — 300 м [9, 115], на южном макросклоне 150 — 300 м [97], в зоне сочленения Крымского горного сооружения и Скифской плиты 200 — 300 м, на Симферопольском и Новоселовском поднятиях 100 м [117]. На Керченском полуострове, в предгорном прогибе конец позднего плиоцена ознаменовался также поднятиями (амплитуда +100) и денудацией.

Ранний плейстоцен характеризуется новыми понятиями, врезанием речных долин, обособлением Внешней гряды в современном рельефе. Амплитуда поднятий в области Главной гряды после образования булганакского уровня, по данным различных исследователей, оценивается по-разному: 120 — 140 [117], 300 — 400 м [9], на южном макросклоне Крымских гор — 50 — 150 м [117].

Относительное увеличение тектонической активности отмечается в начале среднего плейстоцена (древний эвксин), с которым связывается оформление манджильского аккумулятивного уровня, формирование глубоковрезанных долин в области Главной гряды, где поднятия составили 120 — 140 м [117], и денудационных поверхностей на южном макросклоне орогена, где поднятия в преддревнеэвксинское время составили 150 — 250 м [96].

Конец среднего плейстоцена (между эвксин-узуларским и карангатским этапами развития Черного моря) ознаменовался распадом продольной гидросети и формированием системы поперечных долин, что было, по-видимому, обусловлено существенными перестройками в интенсивности и направленности движений земной коры, возможно, активизацией тангенциальных движений. Суммарные амплитуды поднятий на южном макросклоне за предкарангатское время составили 100 — 150 м [96], в пределах Главной гряды около 200, а северного макросклона 50 — 150 м.

Значительное ослабление тектонической активности отмечается в позднем плейстоцене. М. В. Муратов полагает, что максимальные поднятия в области Главной гряды достигали 40 — 50 м, на южном макросклоне Крымских гор они составили 35 — 40 м в предновоэвксинское время и 15 — 20 м в преддревнеэвксинское.

В голоцене на южном макросклоне Крымских гор прослеживается четкая дифференциация в направленности тектонических движений: верхняя и средняя части макросклона испытывают поднятия, нижняя — опускания (в пределах нижней части берегового склона и материковой отмели) [97]. Северный макросклон испытывает поднятия, в которые вовлекаются прилегающие предгорные равнины [115].

Отмечается дифференциация интенсивности современных вертикальных движений земной коры вкост Крымских гор, зафиксированная вдоль геотранверса III [182]. Установлено возрастание абсолютных значений скоростей современных движений в границах Южнотермальной морфоструктуры с запада на восток: $-0,95 \pm 0,15$ (Севастополь); $-0,6 \pm 0,72$ (Балаклава); $-1,1 \pm 0,24$ (Ялта); $-1,4 \pm 0,32$ (Алушта); $-0,3 - 0,6$ мм/год (Феодосия). Главная гряда Крымских гор испытывает поднятия со скоростью $\pm 2,8$ мм/год. В северном направлении наблюдается уменьшение скоростей поднятий.

В формировании современного рельефа Индоло-Кубанского предгорного прогиба важная роль принадлежит предчокракской фазе складчатости, с которой связывается начало оформления структур в юго-западной части Керченского полуострова [15, 196]. В последующей истории формирования морфоструктур этой территории выделяются чокракский, сарматский, предпонтический, киммерийско-куяльницкий и раннеплейстоценовый этапы неотектонической активизации, с которыми связываются поднятия

денудационных и аккумулятивных равнин, оформление в рельефе брахиантиклинальных структур, активизация грязевого вулканизма.

В конце плиоцена — начале плейстоцена образуется Керченский пролив, углубления и расширения которого были обусловлены колебаниями уровня Азовского моря (наиболее значительным было предкарпатское углубление пролива).

Поздне newestейший подэтап в равнинно-платформенной части территории характеризуется проявлением преимущественно вертикальных движений земной коры. Дифференцированные поднятия охватывают практически все морфоструктуры, за исключением зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. С учетом направленности рельефообразующих движений земной коры выделяются зоны устойчивых восходящих неотектонических движений и денудационного развития морфоструктур, устойчивых нисходящих неотектонических движений и конседиментационного развития морфоструктур и зона сопряженного проявления неустойчивых неотектонических движений и гляциостатических компенсационных движений земной коры и переменного развития морфоструктур.

Прослеживается дифференциация активности рельефообразующих движений земной коры в рамках отдельных стадий поздне newestейшего подэтапа.

Средне-позднеплиоценовая стадия в орогенном поясе связывается с формированием окаймляющих и долинных педиментов — трех уровней в границах Центральнокарпатской морфоструктуры, двух уровней во Внешнекарпатской морфоструктуре и в Закарпатском прогибе, трех уровней в Предкарпатском прогибе.

В равнинно-платформенной области в течение этой стадии проявились относительно слабо дифференцированные в пространстве поднятия. Контрастные неотектонические движения испытывала Подольская морфоструктура, южная часть которой подвергалась относительно небольшим опусканиям, а северо-западная — г поднятиям, с чем связаны субмеридиональный перекося Подольской плиты, оформление в зоне сочленения с Предкарпатским прогибом обширных аллювиальных равнин, смыкающихся с разновозрастными аллювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями Предкарпатской возвышенности, а также начало оформления уступа Гологоро-Кременецкого края на северо-западной периферии Подольской плиты.

Достаточно активные поднятия испытывала Днестровско-Южнобугская морфоструктура УЩ, Молдавская и Донецкая морфоструктуры. Большая часть УЩ, его северо-восточный склон, ДДВ несколько отставали в поднятиях. По всей вероятности, особо выразительная гипсометрическая дифференциация в рельефе к концу средне-позднеплиоценовой стадии отмечается на границе ДДВ и УЩ, где были созданы геоморфологические и неоструктурные предпосылки для продвижения материковых ледников в антропогенс.

Относительно слабы ми поднятиями в среднеплиоцен-позднеплиоценовое время была охвачена Причерноморская низменность, где формировалась сеть субмеридиональных плиоценовых прадолин, врез которых усилился к концу позднего плиоцена. Южные субширотных Федоровского и Новомаячковского разломов проявились опускания, с которыми сопряжено оформление в рельефе низменных аккумулятивных прибрежно-морских равнин Присивашья. Большое рельефообразующее значение имеют Сушано-Пержвинская, Белоцерковская, Криворожская, Павлоградско-Ореховская, Приднестровская, Подольская зоны разломов и др., разделяющие морфоструктуры с различной неотектонической активностью.

На ранне-среднеплейстоценовой стадии в орогенном поясе активизировались неотектонические движения. Отличительной особенностью было оживление поперечно-блоковых структур, рельефообразующая роль которых особенно проявилась в предгорных прогибах.

Ранне-среднеплейстоценовая стадия в истории развития равнинно-платформенных морфоструктур характеризуется весьма высокой степенью пространственной дифференциации активности структур, общим повышением тектонической активности, значительной рельефообразующей ролью ранне- и

лейстценовых ледников [4, 21, 69, 98, 103, 109, 113, 176]. Особенно ранне-среднелейстценовые поднятия испытывала Подольская плита, у северо-западного края которой в зоне растяжения формировалась система субширотных грабен и оформлялся денудационно-тектонический уступ Гоголого-Кременецкого кряжа, а в южной части — глубоковрезанные долины р. Днестр и его левых притоков. Прерывистые поднятия испытывали Приазовская, Волынская и Приднепровская возвышенности. Остальные морфоструктуры характеризуются проявлением умеренных, относительно слабо дифференцированных в пространстве движений земной коры. С началом ранне-среднелейстценовой стадии связывается активизация разломов северо-западного простирания на границе Предкарпатского прогиба, Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ, краевых разломов на северо-восточном склоне УЩ, Донецкого кряжа, южной прибортовой зоны разломов ДДВ, Подольской зоны разломов, разделяющих региональные морфоструктуры с конденудационной и конседиментационной направленностью развития. Активной позицией субширотных нарушений (Владимир-Волынского, Червоноградского, Андрушевского и др.) обусловлена дифференцированная активность экзогенных рельефообразующих процессов в зонах сочленения Волынской, Приднепровской, Приазовской возвышенностей и прилегающих равнин, а также обособление в Причерноморской низменности Херсонской, Нижнеднепровской, Асканийской и Акимовской морфоструктур.

С активизацией субмеридиональных разломов связывается формирование системы долин левых притоков р. Днестр в пределах Подольской возвышенности (Подольская, Днестровско-Южнобугская морфоструктуры), а также левых притоков р. Северский Донец на южном склоне Среднерусской возвышенности (Харьковская, Старобельская морфоструктуры), долинных систем в низовьях рек Южный Буг, Ингул, Ингулец, Молочная в пределах Причерноморской низменности и погребенных долин в границах Асканийской морфоструктуры.

Эндодинамика в раннем и среднем плейстоцене на значительной части равнинной территории Украины была сопряжена с гляциоизостатическим фактором, оказавшим существенное влияние на ход рельефообразующих процессов в границах центральной и северо-западной частей ДДВ, северной и северо-восточной частей УЩ, северной части Волыно-Подольской плиты и северо-западной части Предкарпатского прогиба, перекрывавшихся ранне- и среднеантропогеновыми ледниками, а также на сопредельных территориях перигляциальной зоны, где формирование рельефа происходило в условиях гляциоизостатически обусловленного изменения наклонов земной поверхности (по данным Е. Н. Былинского).

В истории развития морфоструктур ледниковой области мы выделяем [137, 139] догляциальный, гляциальный и постгляциальный этапы. На догляциальном этапе происходило оформление морфоструктурной ситуации, благоприятной для продвижения ледников. Гляциальный этап — это этап сложного взаимодействия двух мощных рельефообразующих факторов (эндогенного и экзогенного), дифференцированно сочетавшихся в процессе гляциоморфогенеза и обусловивших пространственную неоднозначность процессов ледникового морфо- и литогенеза, а также гляциоизостатическую активизацию структур разных типов. Завершающий — постгляциальный этап характеризуется деструкцией ледниковых образований либо их консервацией в условиях дифференцированных и степенетических тектонических движений земной коры и комплекса эпигенетических экзогенных процессов.

К моменту начала продвижения ледников вся территория Украины была вовлечена в поднятия. Наиболее высокое гипсометрическое положение к этому времени занимали морфоструктуры УЩ, южной части его западного склона, а также Подольской плиты и юго-восточного склона Воронежской антеклизы. Они составили приподнятое обрамление для испытывавших менее активные поднятия морфоструктур, в пределы которых осуществлялось вторжение ледников. Разница суммарных амплитуд неотектонических движений и преде-

лах относительно приподнятых и опущенных морфоструктур, по-видимому, не превышала 70 — 80 м.

Таким образом, к началу антропогена достаточно четко определились направления возможного продвижения ледниковых потоков, связанные с морфоструктурами, испытавшими существенные отставания в поднятиях. Границы распространения ледниковых образований в большинстве случаев совпадают с направлениями крупных разломных нарушений. Так, распространение раннеантропогенных окских ледниковых образований в платформенной части контролируется субширотными Владимир-Волинским, Волинским, Бугско-Горыньским разломами, ограничивающими Волинскую возвышенность и Грядовое Побужье, а также Стрыйско-Перемышляньским нарушением и юго-западным продолжением Сушано-Пержанской зоны разломов. На территории Предкарпатского прогиба — разломно-блоковыми структурами Крукеничской подзоны Бильче-Волицкой зоны прогиба и переходной зоны от прогиба к платформе. Западная граница распространения среднеантропогенных ледниковых отложений Днепровской лопасти на УШ на большом протяжении определяется Центральной зоной разломов, восточная — Ворскляньским разломом, южная согласуется с системой субширотных нарушений. В пределах Волинской лопасти граница днепровского оледенения хорошо увязывается с Владимир-Волинским и Турыйским разломными нарушениями.

Значительная часть краевых ледниковых образований напорного типа приурочена к границам морфоструктур, испытавших контрастные неотектонические движения. Приразломные напорные краевые ледниковые образования чаще всего сосредоточены в пределах крупных трансрегиональных разломных зон, характеризующихся мелкоблоковой структурой и повышенной неотектонической мобильностью. К Северо-Украинской горстовой зоне приурочены крупные краевые образования в районе сел Датынь, Камень-Каширский, Дубровица в пределах Волинской лопасти днепровского ледника и Чернобыльско-Чистогаловский комплекс в пределах Днепровской лопасти. Каневские дислокации располагаются в Голованевской шовной зоне. Активизация мелкоблоковых подвижек во время продвижения днепровского ледника была, очевидно, существенной также в зоне Андрушевского разлома, с которым сопряжены гляциодислокации междуречья Камсика — Ирпень.

Дифференцированные среднеплейстоценовые движения земной коры оказали существенное влияние на распределение мощностей и фаций ледниковых образований, особенно отложений водно-ледниковой группы, о чем упоминалось ранее.

В соответствии с теоретическими разработками по проблеме гляциоизостазии и гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана [6, 27, 100 и др.] можно предположить важную роль среднеплейстоценовых гляциоизостатических движений в формировании Волинской и Приднепровской возвышенностей (их можно рассматривать в качестве гляциоизостатических геоморфологических аномалий), а также в изменении наклонов поверхности равнин приледниковой и окраинной части ледниковой зон. По данным Е. Н. Былинского [27], величина гляциоизостатического прогибания во второй половине днепровского ледниковья составила выше Киева 34 — 42 м, у Кременчуга 20, Днепродзержинска 14 м; амплитуда последледниковых поднятий изменялась от 36 до 0 м.

На догляциальном, гляциальном и постгляциальном этапах развития в зависимости от степени активности различаются следующие морфоструктуры: весьма активные, активные и пассивные.

Весьма активные морфоструктуры характеризуются высокой неотектонической активностью в течение всех указанных этапов. На догляциальном этапе в их границах формировался рельеф, оказавший активное влияние в дальнейшем на ход гляциоморфогенеза, на гляциальном этапе образовалось значительное количество деструкционных гляциотектонических форм рельефа, а на постгляциальном были весьма широко развиты процессы комплексной денудации (склоновые, эрозионные, эоловые).

Активные морфоструктуры характеризуются по сравнению с первыми



Рис. 19. Морфоструктурно-неотектоническая схема — поздний плейстоцен — голоцен (составила В. П. Палиенко):

Равнинно-платформенные морфоструктуры:

Зоны устойчивых дифференцированных поднятий: неисследованные возмозжденные морфоструктуры, испытывающие поднятия: 1 — активные, 2 — умеренные, 3 — слабые; неисследованные морфоструктуры, испытывающие поднятия: 4 — умеренные, 5 — слабые; обращенные морфоструктуры, испытывающие поднятия: 6 — активные, 7 — умеренные, 8 — слабые; зоны дифференцированных опусканий: неисследованные морфоструктуры, испытывающие опускание — относительно слабые, 10 — слабые.

Орогенные морфоструктуры:

исследованные орогенные морфоструктуры, испытывающие: 11 — дифференцированные крупноглыбовые поднятия, сопряженные со сбросовыми деформациями, 12 — мелкоглыбовые дифференцированные движения различного знака (воздымания и опускания), сопряженные со сбросовыми и сдвиговыми деформациями; новообразованные морфоструктуры предгорных и внутренних прогибов, испытывающие: 13 — активные поднятия, сопряженные со сбросовыми и сдвиговыми деформациями, 14 — умеренные глыбовые поднятия, 15 — слабые поднятия, 16 — относительно слабые опускания.

Разломы, активные в позднелайстоцен-голоценовое время: 17 — сбросы, 18 — надвиги, 19 — сдвиги, 20 — маятниковые разломы, 21 — активные разломы, выраженные в деформациях рельефа и вначале в строении молодых отложений, 22 — активные брахиантиклинальные структуры.

Границы: 23 — орогенов и платформ, 24 — разновозрастных платформ, 25 — шты, 26 — впадины, 27 — денудационно-форменных складчатых сооружений; границы распространения позднелайстоценовых и голоценовых террас на рельефе: 28 — древнечерноморской, 29 — предположительно подднепровской, 30 — предположительно среднечерноморской, 31 — предположительно раннеднепровской.

пониженной неотектонической активностью на догляциальном этапе. В их границах формировался рельеф, оказавший пассивное влияние на ход гляциоморфогенеза. На гляциальном этапе происходила пространственная дифференциация масштабов аккумуляции материала и ограниченно проявлялись гляциотектонические процессы, на постгляциальном — относительно менее активно проявлялась комплексная декструкция.

Пассивные морфоструктуры отличаются весьма слабой неотектонической активностью на всех этапах развития, что максимально благоприятствовало сохранению особенностей строения и морфологии реликтовых ледниковых форм рельефа.

Позднеплейстоцен-голоценовая стадия характеризуется общей активизацией платформенных структур и хорошо выраженной пространственной дифференциацией не тектонических движений (рис. 19).

Наиболее интенсивные поднятия испытывали Подольская, Днестровско-Южнобугская, Приазовская, Донецкая, Молдавская морфоструктуры, умеренные поднятия — Малоподольско-Волынская морфоструктура, большая часть территории УЩ (между Сущано-Пержанской и Кировоградской зонами разломов), юго-восточный склон Воронежской антеклизы, а также северо-восточный борт и часть центрального грабена ДДВ. Слабые воздымания были характерны для северо-восточной части УЩ (между Тетеревским, Ядловско-Трактемировским, Центральными разломами и северо-восточной зо-

ной красных разломов), для зоны сочленения УЩ и ДДВ и северной части Причерноморской впадины. Относительными опусканиями были охвачены северная часть Волинско-Полесской и Грядовопобужская морфоструктура; зона сочленения УЩ и ДДВ в районе Брагинско-Черниговского выступа, система субмеридиональных блоков на южном борту ДДВ (междуречье Псел — Ворскла), а также системы узких блоков северо-западного простирания на северо-восточном склоне УЩ на участке между Кировоградской и Криворожско-Кременчугской зонами разломов.

Перечисленные участки относительных опусканий заняты преимущественно молодыми аллювиальными равнинами, формирование которых пространственно сопряжено с грабенами, испытывающими опускания, либо существенно отстававшими в поднятиях по сравнению со смежными морфоструктурами.

Дифференцированными опусканиями была охвачена зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. В континентальной части этой зоны выделяются участки относительно слабых и слабых опусканий, тяготеющие к Одесско-Сивашскому грабену. Геоморфологические и геологические признаки опусканий в этой зоне сформировались под влиянием собственно тектонического фактора (растяжения, опускания), а также эвстатических колебаний уровня моря.

В орогенном поясе позднеплейстоцен-голоценовая стадия выразилась в существенной пространственной дифференцированности молодых движений, что хорошо иллюстрируется на примере голоценовых террас Предкарпатского и Закарпатского прогибов, чутко реагирующих на динамику поперечно-блоковых морфоструктур, а также флювиально-гравитационного рельефа Южнобережной морфоструктуры Крымских гор, отражающего динамику микроблоковых структур в зоне сочленения орогена и шельфовой зоны Черноморской впадины.

В позднеплейстоцен-голоценовом рельефе отражены активные разломные нарушения различных простираний, а также большая часть известных брахиантиклинальных структур.

Анализируя рельефообразующее значение позднеплейстоцен-голоценовых движений земной коры, следует обратить внимание на их различную роль в процессе преобразования ранее созданного рельефа [24, 122, 128 и др.]. Наиболее активными эти движения были на западном и южном обрамлении УЩ, наименее — в пределах УЩ и ДДВ.

Изучение выраженности дифференцированных современных движений земной коры в геоморфологических особенностях территории связано с двумя аспектами — исследованием современных экзогенных рельефообразующих процессов, оцениваемых по совокупности проявлений за различные временные интервалы, как правило, более продолжительные, чем между повторными нивелировками, и преимущественно с качественной стороны, и анализом рельефа в целом как объекта, интегрировавшего разновременные изменения, в том числе и современные. При общем определяющем деструктивном современном геоморфогенезе учет морфометрических и морфологических характеристик рельефа, суммарно отражающих параметры разновозрастных эпигенетических процессов, дает возможность определять лишь тенденции развития морфоструктур на современном этапе.

Интерпретация данных, полученных в результате применения геолого-геоморфологических и геодезических методов, дает возможность детально и объективно охарактеризовать активность морфоструктур на современном этапе.

Результаты геолого-геоморфологического анализа современной активности морфоструктур изложены И. Л. Соколовским, Н. Г. Волковым, В. П. Палиенко, которые подтверждают вполне самостоятельное значение геолого-геоморфологических методов не только при выявлении современной активности региональных морфоструктур, но и отдельных локальных структур — брахиантиклинальных поднятий, разломов, небольших блоков, не всегда охватывающихся сетью повторных нивелировок.

Установлено существенное влияние дифференцированных современных тектонических движений на формирование всех элементов рельефа, особенно четко проявляющееся при изучении русел рек, морфологии и геологического строения пойменных террас, динамики береговой зоны [11, 15, 38, 52, 62, 88, 97, 117, 121, 134, 140, 178].

Как отмечалось выше, современные движения земной коры на территории Украины имеют преимущественно глыбово-блоковый характер. В чистом виде блоковые перемещения в платформенной части территории определяют геоморфогенез в пределах УЩ на участках, испытавших унаследованные поднятия. В ДДВ, Закарпатском и Предкарпатском прогибах, на некоторых участках Подольской плиты тектоническая составляющая современных движений земной коры усложняется динамикой соляных тел [20, 22, 36, 38], а на территории Подольского Приднестровья — гравитационными процессами, приводящими к возникновению экзотектонических складчатых деформаций [32]. В Восточных Карпатах и Крымских горах современные движения резко дифференцированы в пространстве и проявляются как в виде пликативных, так и в виде дизъюнктивных (сбросовых, взбросовых, сдвиговых) деформаций.

Согласно геодезическим данным [84, 85 и др.] современные движения земной коры характеризуются изменением скоростей в достаточно широком диапазоне в границах морфоструктур разных типов и рангов.

В равнинно-платформенной части Украины выделяются следующие морфоструктуры:

высокоактивные, со скоростями современных поднятий $+2$ — $+4$ мм/год (Донецкое складчатое сооружение);

высокоактивные, со скоростями современных опусканий -2 — -4 мм/год (южная часть Молдавской морфоструктуры, западная часть Причерноморской впадины, северо-западная часть ДДВ, южная часть УЩ);

умеренно активные, испытывающие поднятия со скоростью 0 — 2 мм/год (юго-восточная часть ДДВ, южная часть Причерноморской впадины, Скифская плита, западная часть Вольно-Азовской плиты);

умеренно активные, испытывающие опускания со скоростью 0 — 2 мм/год (большие части УЩ, ДДВ, Волыно-Полесский и Малополесский мегаблоки).

При сравнении составленных по геодезическим данным для разных временных интервалов карт современных движений земной коры [84, 85] выделены следующие зоны (рис. 20): устойчивых современных поднятий со скоростями 2 — 5 мм/год (Приазовская, Донецкая возвышенности, прилегающая часть юго-западного склона Воронежской антеклизы, Центральномолдавский мегаблок, и со скоростями 0 — 2 мм/год (южная часть Подольской возвышенности, примыкающая к Предкарпатскому прогибу, юго-западный склон Воронежской антеклизы, юго-восточная часть ДДВ); устойчивых современных опусканий со скоростями 0 — 5 мм/год (морфоструктуры западной и центральной части Одесско-Сивашского грабена, западной части Малополесского мегаблока, северной части УЩ в границах Полесского мегаблока).

В пределах перечисленных морфоструктур сравниваемые карты дают однозначную интерпретацию геодезических данных относительно направленности современных движений земной коры. Что касается остальной территории, то для нее, опираясь на указанные карты, можно предположить неустойчивый режим современных движений земной коры.

В орогенной зоне выделяются (см. рис. 20) высокоактивные морфоструктуры со скоростями 2 — 4 мм/год и слабоактивные — со скоростями до 2 мм/год.

По данным Д. А. Лилленберга, превышение скоростей современных движений земной коры в горной области Восточных Карпат по сравнению с предгорьями составляет 4 — 6 мм/год, отмечается дифференцированность современной тектонической активности в границах крупных поперечно-глыбовых морфоструктур Альпийского орогенного пояса — Западных, Восточных, Южных Карпат, Крымских и Кавказских гор. Этим автором установлено нарастание скоростей поднятий в юго-восточном направлении от 1 до 2 мм/год. Анализ пространственной дифференциации современных экзотектонических процессов, интенсивность проявления которых тесно связана с современной тек-

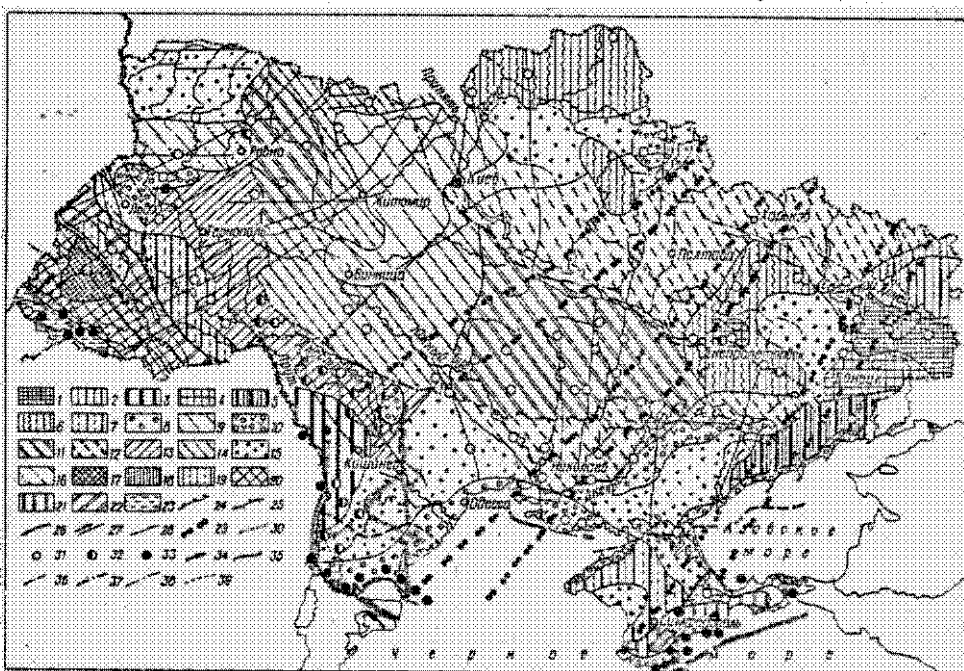


Рис. 20. Схема современной активности морфоструктур (составила В. П. Палиенко).

Равнинно-платформенные морфоструктуры: зона устойчивых современных поднятий со скоростью движений земной коры (по [178, 179]): 2 — 5 мм/год — (1 — 3); 1 — унаследованно-возрожденные морфоструктуры эпиплатформенного складчатого сооружения; 2 — унаследованные морфоструктуры склонов антеклизы и интратерриформенной впадины; 3 — новообразованные морфоструктуры перикратонного прогиба; со скоростями 0 — 2 мм/год (4 — 7); 4 — унаследованно-возрожденные морфоструктуры эпиплатформенного складчатого сооружения; 5 — унаследованно-возрожденные морфоструктуры щита; 6 — унаследованные морфоструктуры интратерриформенной впадины и склонов антеклизы; 7 — новообразованные морфоструктуры перикратонного прогиба и окраинной впадины; зона устойчивых современных опусканий со скоростями 2 — 5 мм/год: 8 — унаследованные морфоструктуры окраинной впадины; со скоростями 0 — 2 мм/год (9 — 10); 9 — унаследованно-возрожденные морфоструктуры щита; 10 — унаследованные морфоструктуры склонов щита, антеклизы, впадин; зона неустойчивых современных движений земной коры со скоростями более 2 мм/год (11 — 13); 11 — унаследованно-возрожденные морфоструктуры щита; 12 — унаследованные морфоструктуры впадин, склонов щита и антеклизы; 13 — новообразованные морфоструктуры перикратонного прогиба; со скоростями менее 2 мм/год (14 — 16); 14 — унаследованно-возрожденные морфоструктуры щита; 15 — унаследованные морфоструктуры впадин, склонов щита; 16 — новообразованные морфоструктуры перикратонного прогиба. Орогенные морфоструктуры, испытывающие устойчивые современные поднятия со скоростью более 2 мм/год (17 — 19); 17 — денудационно-тектонические покровно-надвиговые среднегорья — низкие горы; 18 — структурно-денудационные среднегорья; 19 — денудационные равнины новообразованной морфоструктуры предгорного прогиба; со скоростями менее 2 мм/год (20 — 23); 20 — денудационные среднегорья и холмистые среднегорья; 21 — структурно-денудационные низкие горы и холмистые; 22 — новообразованные морфоструктуры предгорных прогибов; 23 — новообразованные морфоструктуры предгорных прогибов; 23 — морфоструктуры внутреннего и предгорного прогибов, испытывающие опускания. Активные линейные морфоструктуры: 24 — разломы с выраженной в рельефе сбросовой компонентой; 25 — разломы с зафиксированными геодезическими методами разнонаправленными вертикальными перемещениями блоков; 26 — разломы с зафиксированными геодезическими методами горизонтальными перемещениями; 27 — разломы с выраженной в рельефе сдвиговой компонентой; 28 — разломы с невыраженным направлением современного смещения, слабо проявляющиеся по комплексу геоморфологических признаков; 29 — маятниковые разломы; 30 — сейсмогенерирующие разломы; 31 — участки возможного увеличения градиентов скоростей современных движений земной коры; 32 — участки современной активизации разломов, установленные десербиционно-фотометрическим методом по данным геологической съемки; 33 — эпицентры землетрясений; 34 — направления максимального сжатия. Границы: 35 — орогенное и платформенное; 36 — разновозрастных платформ; 37 — щита; 38 — впадины. Примечание. При составлении карты использованы данные М. Д. Гофштейна, В. И. Сомова, В. Г. Кузнецовой, Э. Я. Жовниского, Н. В. Курасовой, В. И. Сомова, А. В. Чесунова, В. Г. Соллогуба, а также карты [84, 85].

тонической активностью, позволяет предположить пространственную неоднородность современной активности морфоструктур более высокого ранга, в частности, крупных глыб, разделенных Гудульским, Латорицким нарушениями в Восточных Карпатах, Центральнокрымской разломной зоной в Крымских горах, а также более мелких поперечных морфоструктур, особенно в предгорных прогибах.

Данные, полученные на Карпатском и Крымском геодинамических полигонах, расположенных в орогенном поясе, Криворожском и Донецком полигонах, находящихся в платформенной части территории, подтверждают

важную роль горизонтальных перемещений в развитии морфоструктур различных типов. Восточные Карпаты, развивающиеся на современном этапе в режиме сжатия, надвигаются в северо-восточном направлении со скоростью до 2 — 3 мм/год к северо-востоку. В то же время, как указывает В. И. Сомов, Закарпатский прогиб находится в условиях растяжения земной коры, и максимальные горизонтальные деформации развиваются здесь со скоростью 3 — 9 мм/год. Как отмечают большинство исследователей [163, 182], земная кора на территории Закарпатского прогиба все более отклоняется от равновесного состояния. В пределах прогиба преобладает тектоническая активизация, связанная с глубинными процессами, подавляющими изостатические, роль которых, по мнению И. Д. Гофштейна, до голоцена была весьма существенной.

Достаточно высокая геодинамическая активность Закарпатского глубинного разлома (раздвиг) на современном этапе позволяет прогнозировать активизацию вулканических процессов в его юго-восточной части, располагающейся в пределах Солотвинской впадины [182 и др.]. В современном морфоструктурном плане повышенная геодинамическая активность этой структуры находит отражение в сосредоточении морфоструктурных узлов, характеризующихся весьма высокой (7 — 8 баллов, по шкале МСК-64) и высокой (5 — 6 баллов) сейсмичностью.

Современные правосторонние сдвиговые деформации со скоростью 3 — 10 мм/год отмечаются вдоль зоны Криворожского разлома, по геодезическим [19] и геолого-геоморфологическим данным [171 и др.]. Перемещения надвигового типа со скоростью 1 — 2 мм/год установлены на Донецком геодинамическом полигоне.

О современных сдвиговых деформациях в шовных зонах на границе Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты свидетельствует морфология береговой линии в районе залива Сиваш, где спрямленные отрезки берега устойчиво сохраняют на современном этапе северо-западную ориентировку, отражая перемещения в зоне шовного Одесско-Сивашского грабена.

Об активности разломных нарушений свидетельствует приуроченность к ним гидрохимических и газовых аномалий, установленных методом гелиевой съемки, десорбционно-фторометрических аномалий и др., а также локальные повышения градиентов скоростей современных движений земной коры. Они выявлены в зонах Тетеревского, Кировоградского, Западно-Ингулецкого, Коньковского, Николаевского разломов и многих других.

Одним из важных направлений изучения современной активности морфоструктур является исследование взаимосвязи между современной тектонической активностью и техногенезом.

Проблема взаимообусловленности геологических процессов, их сопряженности с техногенными воздействиями, в определенных случаях приводящими к активизации неблагоприятных явлений, в последнее время уделяется все больше внимания [125, 192, 193 и др.]. Н. И. Николаев, подчеркивая важность изучения современной геодинамики, выделяет в качестве нового направления экологическую неотектонику, основная задача которой — изучение геодинамики техногенных движений земной коры, связанных с различными видами хозяйственной деятельности. Проблема техногенных движений актуальна и для территории Украины. Она отражена в публикациях, посвященных Карпатам, Донецкому и Криворожскому геодинамическим полигонам. Так, например, техногенные нисходящие движения земной коры выявлены на Донецком геодинамическом полигоне, где на участках выемки угля отмечалось перемещение геодезических реперов со скоростью до 220 мм в месяц с периодическими изменениями во времени в районе Шебелинского газового месторождения, в районах некоторых крупных городов, на локальных участках в Предкарпатье, связанных с добычей серы, калийных солей, газа, а также в районах некоторых крупных оросительных систем на юге Украины. Исходя из существующих экологических проблем сопряженный анализ современных тектонических и техногенных движений земной коры приобретает особо важное значение.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КОРРЕЛЯЦИИ ЭНДОГЕННЫХ ОБСТАНОВЕК И ЭВОЛЮЦИОННЫЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ РЯДЫ

Одной из главнейших особенностей геоморфогенеза при направленно-поступательном развитии является его неравномерность на разных уровнях, на что обращают внимание А. П. Дедков и Д. А. Тимофеев [132]. Это в равной степени относится к главным факторам геоморфогенеза — тектоническим процессам, обуславливающим динамику рельефообразующих движений земной коры от локального до глобального уровня, климатическим изменениям, с которыми связана динамика экзогенных процессов от локального до зонально-провинциального уровня, воплощенных в геоморфологических комплексах разных типов [31, 46, 50, 56, 86, 87, 131, 151, 154 — 156, 164, 191 — 195 и др.]. Эти комплексы, как показано в трудах И. С. Щукина, Я. С. Эдельштейна, А. И. Спиридонова, С. С. Коржуева, Ю. А. Мещерякова, Д. А. Тимофеева, Ю. Г. Симонова, С. И. Проходского, Г. Ф. Уфимцева, А. А. Асеева, О. К. Леонтьева и других исследователей, составляют основу для историко-генетических, этапно-циклических и эволюционных построений и выводов.

По мнению С. К. Горелова [56], критерий своеобразия ведущих геоморфологических процессов является главным при выделении различных этапов или циклов геоморфогенеза. Он определяет и специфику геоморфологических комплексов, отражающих главнейшие особенности динамики рельефообразующих процессов, что глубоко проанализировано Н. А. Флоренсовым [195] при обосновании концепции геоморфологических формаций, Г. Ф. Уфимцевым [156, 194] при выявлении закономерностей морфологической последовательности рельефа, С. М. Александровым [156] при анализе пространственно-временной изменчивости геоморфологических индикаторов структуры и динамики литосферы, С. С. Осадчим при обосновании принципа динамически однородных поверхностей, выражающих потенциальную и фактическую возможность реализации вещества верхних горизонтов земной коры в рельеф через действие эндогенных и экзогенных процессов [195] и т. д.

Оформление индивидуальных черт доминантных геоморфологических комплексов осуществляется при нескольких вариантах сочетания действия эндогенной и экзогенной составляющих.

Сочетание унаследованных эндогенных обстановок, характеризующихся проявлением однонаправленных движений земной коры и практически не изменяющимся комплексом экзогенных факторов рельефообразования, способствует сохранению тенденций развития рельефа, суммированию геоморфологических признаков соответствующих геодинамических обстановок, формированию вертикально сопряженных (преимущественно генетически однотипных) доминантных геоморфологических комплексов. Например, для флювиального и морского рельефа — это наращивание террасовых рядов, формирование разновысотных морских равнин, для горного — формирование лестницы горных и предгорных поверхностей выравнивания, для склонового — периодическое повторение процессов оползания, осыпобразования и т. д.

Сочетание унаследованных эндогенных обстановок, характеризующихся проявлением однонаправленных рельефообразующих движений и изменяющихся в пространстве и во времени экзогенных процессов, как правило, обуславливает формирование латерально сопряженных, генетически однотипных либо разнотипных доминантных геоморфологических комплексов. Это видно на примере оформления рельефа ледниковой, приледниковой и внеледниковой областей территории Украины. В отдельных случаях при сменах ведущих экзогенных факторов (например, аккумуляция сменяется деструкцией) индивидуальные признаки первичных доминантных геоморфологических комплексов могут быть изменены.

В областях длительных инверсионных геоморфодинамических обстановок характерным является частичное либо полное изменение направленности или скорости развития рельефообразующих процессов и соответственно частичное

либо полное уничтожение первичных черт доминантных геоморфологических комплексов предшествующего этапа развития под влиянием наложенных процессов другого генетического ряда. Примером этого могут быть разновозрастные (баденская, сарматская, понтийская и др.) аккумулятивные поверхности выравнивания в западной и южной частях Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, где при определенных сочетаниях и продолжительности проявления эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов сформировались пластово-аккумулятивный, денудационный и структурно-денудационный доминантные геоморфологические комплексы.

Рассматривая главные причины преобразования базовых доминантных геоморфологических комплексов, наряду с изменением эндодинамических обстановок необходимо учитывать кардинальные климатические изменения и перестройки ландшафтной обстановки [156], а также фактор саморазвития рельефа [153], существенно влияющие на механизм геоморфогенеза и определяющие в совокупности масштабы и скорости преобразования исходного рельефа.

Весьма активным экзогенным фактором преобразования базовых доминантных комплексов является деятельность ледников, преобразующая роль которых выражается при непосредственном контакте с базовым доминантным геоморфологическим комплексом в его деструкции либо захоронении, а также в проявлении гляциостатических движений земной коры и сопряженных с ними активизациях экзогенных процессов иного генетического ряда при снятии ледниковых нагрузок.

Сопряженное проявление тектонических гляциостатических движений земной коры оказало дифференцированное влияние на динамику региональных и локальных тектонических структур и экзогенные рельефообразующие процессы. На УЩ они послужили причиной активизации мелкоблоковых структур, на склонах — блоково-инъективных, во впадинах — блоковых и плекативных соляных структур, с чем была связана активизация и аномальное развитие эоловых, флювиальных, водно-ледниковых процессов и формирование соответствующего рельефа.

В региональном аспекте с гляциостатическими движениями, во всей вероятности, связываются отрицательная остаточная деформация в центральной и северо-западной частях ДДВ и на северо-восточном склоне УЩ, где в послеледниковое время широко развивались аккумулятивные процессы, а также остаточная положительная деформация, которой отвечает расположенная параллельно ледниковому краю Приднепровская возвышенность. Обе остаточные гляциостатические деформации совпадают с гравитационными аномалиями. Компенсационное поднятие Приднепровской возвышенности в среднем антропогене с учетом высотного положения фрагментов мезозойского базального пенеплена в ее вершинной части (около 300 м) и на смежных территориях (около 250 м) составило несколько десятков метров, что сопоставимо с масштабом аналогичных явлений по северным регионам Восточно-Европейской равнины и др. [27].

Изучение морфоскульптур и морфоструктур территории Украины показало, что между ними не всегда существуют прямые связи. Эндодинамические характеристики морфоструктур, особенно длительно развивающихся, складываются из периодов, различающихся по направленности, активности и длительности проявления неотектонических движений, в число которых входит и последний, с ним связано формирование особенностей видимого рельефа. Между этими периодами и предшествующими часто нет унаследованности, в силу чего мы иногда не наблюдаем соответствия морфоскульптуры типу морфоструктуры.

Ретроспективный анализ динамики эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов и создаваемых в результате их взаимодействия морфоструктур с определенными доминантными геоморфологическими комплексами, интегрально отражающими соотношение эндогенных и экзогенных процессов, проводится на основе использования критериев соответствия, унаследованности, взаимообусловленности, устойчивости и изменчивости рельефа.

Временная изменчивость геоморфологических индикаторов (в данном случае доминантных геоморфологических комплексов) отражает, как отмечает С. М. Александров [156], адекватность формирования рельефа и литосферных неоднородностей. Установленные им закономерные латеральные и временные изменения геоморфологических индикаторов структуры и динамики литосферы в подвижных поясах, характерны также для равнинно-платформенных морфоструктур.

Одним из наиболее важных и интересных результатов историко-генетической корреляции морфоструктур [7, 115, 116, 155] является вывод о том, что закономерный набор морфоструктур в пределах каждой геотектуры одновременно представляет собой эволюционный ряд, отражающий историческое развитие геотектур в целом, а сами геотектуры образуют эволюционные ряды более высокого таксономического ранга.

При превращении стабильных геотектур в мобильные эволюционный ряд представляется в следующем виде: кратон — блокоген — эпиороген — рифтоген (палеорифт). При превращении мобильных геотектур в стабильные он выглядит иначе: эпиороген (блокоген) — мобил.эрг — платоген. В условиях сохранения стабильности или мобильности режима, как это, например, характерно для древних платформ, эволюционный ряд будет иметь вид: кратон — пленоген — платоген [116].

Проведение крупно- и среднемасштабных исследований на территории Украины с целью выявления пространственно-временных закономерностей эндодинамики и геоморфогенеза позволило с помощью прслеживания вертикальных рядов доминантных геоморфологических комплексов проанализировать направленность развития рельефа и выявить эволюционные ряды различных равнинно-платформенных и орогенных морфоструктур.

Из равнинно-платформенных морфоструктур, формирующихся в зоне преимущественно одноподвижных неотектонических движений земной коры, одной из наиболее крупных является УЩ (Приднепровская возвышенность), испытавший преимущественно умеренные и интенсивные прерывистые воздымания при нарастании активности рельефообразующих поднятий. Для него характерна смена во времени следующих геоморфологических комплексов, образующих эволюционный ряд морфоструктур: денудационная равнина — аккумулятивная равнина — пластово-аккумулятивная равнина — пластово-денудационная цокольная равнина с фрагментами пластово-аккумулятивной равнины (наложенный доминантный геоморфологический комплекс антропогенного возраста). Для морфоструктур типа горстов, испытавших весьма активные рельефообразующие поднятия, эволюционный геоморфологический ряд в зависимости от длительности проявления главных рельефообразующих движений различен. Для горстов, испытавших унаследованные с доновейшего этапа поднятия (Приазовская возвышенность), эволюционный ряд представлен в таком виде: пенеплен — структурно-денудационная равнина — структурно-денудационная ярусная возвышенность. Для горстов, испытавших разную продолжительность стабилизации, активизации и локальные инверсии движений (Овручский край), этот ряд нарушается.

Для эпиплатформенного складчатого сооружения (Донецкая возвышенность), испытавшего унаследованные прерывистые воздымания, эволюционный ряд представляется в следующем виде: пластово-денудационная равнина — пенеплен — пластово-денудационная возвышенность этапа педипленизации — цокольная пластово-денудационная возвышенность этапа активизации линейной эрозии.

Во внутриплатформенной впадине — авлакогене (Левобережная низменность), испытавшем умеренные и относительно слабые исперывисто-прерывистые воздымания, эволюционный ряд образуют: субгоризонтальная аккумулятивная равнина — пластово-аккумулятивная ярусная равнина — пластово-денудационная равнина с фрагментами пластово-аккумулятивной равнины (наложенный доминантный геоморфологический комплекс антропогенного возраста).

Для равнинно-платформенных морфоструктур, испытавших колебатель-

ные (знакопеременные) неотектонические движения земной коры, эволюционные ряды представлены в ином виде.

Эволюционный ряд морфоструктур эпиплатформенного складчатого сооружения Добруджи, испытавшего неоднократные перестройки направленности неотектонических движений и генетические перестройки в экзогенном морфогенезе при относительно небольших коростях и амплитудах рельефообразующих движений земной коры, представляется в таком виде: денудационная возвышенность — аккумулятивная (первичная) равнина — пластово-денудационная равнина — аккумулятивная (первичная) равнина — пластово-аккумулятивная равнина — пластово-денудационная равнина.

Для перикратонного прогиба (Подольская, Волынская, Бессарабская, Кодрянская возвышенности), испытавшего весьма контрастные, интенсивные, сложно дифференцированные в пространстве и во времени вертикальные и горизонтальные движения земной коры, характерен следующий эволюционный ряд: пластово-денудационная равнина — аккумулятивная (первичная) равнина — пластово-аккумулятивная равнина — пластовая денудационная равнина — денудационная возвышенность — структурно-денудационная возвышенность с фрагментами наложенного аккумулятивного плиоцен-антропогенного геоморфологического комплекса.

Окраинной впадине (Причерноморская низменность), испытавшей весьма интенсивные опускания и относительно слабые рельефообразующие поднятия, отвечает следующий ряд морфоструктур: аккумулятивная равнина — пластово-аккумулятивная равнина с фрагментами наложенного антропогенного аккумулятивного геоморфологического комплекса.

На выступах платформенного основания (Тарханкутская возвышенность), испытавших опускания и последующие умеренные и слабые поднятия последовательно сменяют друг друга аккумулятивная равнина — пластово-аккумулятивная равнина — пластово-денудационная равнина — структурно-денудационная возвышенность с фрагментами антропогенного аккумулятивного геоморфологического комплекса.

Эволюционные ряды морфоструктур орогенного пояса Украины также отличаются большим разнообразием. Альпийские горные сооружения отражают разнообразные типы геодинамических обстановок, весьма сложно сочетающиеся во времени и пространстве. Так, для горной части Восточно-Карпатского орогена эволюционный морфоструктурный ряд обозначается в следующем виде: структурно-денудационное складчато-глыбовое низкогорье раннеорогенного этапа — денудационно-тектоническое среднегорье и низкогорье главного орогенного этапа, формирующееся в условиях сочетания сводово-глыбовых поднятий и горизонтального сжатия — вулканорогенный рельеф — денудационно-тектонический и структурно-денудационный рельеф позднеорогенного этапа.

Иная картина вырисовывается для Крымских гор, в орогенном этапе развития которых выделяются две стадии активизации орогенных процессов, разделенные длительным перерывом. Эволюционный ряд морфоструктур выглядит так же, как и в омоложенных горных странах северо-востока Российской Федерации [115]: структурно-денудационный и денудационно-тектонический складчато-глыбовый рельеф — преимущественно структурно-денудационный рельеф — сводово-моноклинально-глыбовый рельеф.

В пределах внутреннего и предгорного прогибов эволюционный ряд образуют следующие морфоструктуры: аккумулятивная низменная равнина — пластово-аккумулятивная ярусная равнина — пластовая денудационная равнина — структурно-денудационное холмоторье (низкогорье).

Среди эндогенных факторов, оказывающих весьма существенное влияние на эволюцию рельефа, важная роль принадлежит масштабным горизонтальным движениям земной коры и сопряженным с ними изменениям вертикальной составляющей неотектонических движений. Примером этого являются весьма значительные изменения в эндогенном режиме и динамике экзогенных процессов на северо-западной и юго-восточной окраинах Подольской плиты, испытав-

шей в позднем плиоцене и начале плейстоцена неотектонический перекося в связи с поддвигом под Карпаты.

Проведенный анализ эволюционных морфоструктурных рядов для новейшего этапа развития рельефа территории Украины показывает весьма сложную последовательность и сопряженность развития морфоструктур и позволяет выделить эволюционные ряды устойчивого и неустойчивого типов. Эволюционный ряд морфоструктур устойчивого типа формируется в условиях проявления преимущественно односторонних рельефообразующих движений земной коры в сочетании с относительно малозначительными изменениями климата, не приводящими к генетическим изменениям в типе экзогенного морфогенеза (Донецкая возвышенность, цокольные пластово-денудационные равнины УЩ).

Эволюционный ряд морфоструктур неустойчивого типа формируется в условиях изменения режима рельефообразующих движений, в обстановках проявления колебательных движений земной коры либо коренных изменений климата, приводящих к существенным, чаще всего генетическим изменениям экзогенного морфогенеза. К их числу относятся обращенные равнинно-платформенные и орогенные морфоструктуры. Отличительной их особенностью является весьма существенное повышение средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры в целом и на границах разновозрастных платформ, а также платформ и орогенов. Трансрегиональное значение имеет Приднестровская зона повышенных градиентов скоростей неотектонических движений, совпадающая с линией Торнквиста — Тейссейра, и, по всей вероятности, продолжающаяся к северо-западу в область Датско-Польской борозды, а также Южно-Причерноморская субширотная зона между Федоровским и Новомаячковским разломами и южным бортом Одесско-Сивашского грабена. Указанные зоны повышенных неотектонических градиентов приурочены к морфоструктурам, развивавшимся в новейшее время в квазирифтогенной обстановке.

Зона неустойчивого неотектонического режима в целом является зоной выраженных морфоструктурных парагенезисов платформенной области и орогенного пояса и максимально синхронного развития неотектонических рельефообразующих движений земной коры. В ее пределах прослеживаются континентальные и континентально-морские переходные участки, характеризующиеся различным стилем неотектонических деформаций, дифференцированной неотектонической активностью и различным влиянием на ход экзогенного рельефообразования. Континентальный переходный участок на границе Предкарпатского предгорного прогиба и Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ характеризуется проявлением положительных вертикальных и горизонтальных движений, на границе Крымских гор и Скифской плиты — преимущественно положительных вертикальных движений земной коры высокой активности. Континентально-морские переходные участки на границе Крымских гор и впадины Черного моря, а также Причерноморской низменности и впадины Черного моря характеризуются проявлением в первом случае весьма контрастных, во втором — относительно слабых контрастных разнонаправленных движений земной коры.

Проведенное исследование динамики новейших тектонических движений земной коры и их роли в рельефообразовании в границах гетерогенных морфоструктур позволяет выделить две главные группы рельефообразующих эндогенных обстановок: геоморфогенные сингенетические эндогенные обстановки, определяющие условия и скорости формирования базовых (исходных) геоморфологических комплексов, которые составляют каркас современного рельефа, а также геоморфогенные эпигенетические эндогенные обстановки, определяющие направленность, скорость и степень перестроения (преобразования) ранее созданного рельефа.

Каждой из указанных групп отвечает широкий спектр различных эндогенных режимов (платформенного, орогенного, переходного) и обстановок (тангенциального сжатия, растяжения, вертикальных восходящих, нисходящих движений, рифтогенеза, изостатического выравнивания и др.).

В зависимости от унаследованности (неунаследованности) эндогенных эпигенетических рельефообразующих обстановок, усиления (или ослабления) активности рельефообразующих тектонических движений в рамках геоморфогенной эндодинамической обстановки одного типа сохраняются (модифицируются) либо уничтожаются (вуализуются) признаки первичного рельефа, на что было обращено внимание А. А. Наймарком [119].

В связи с этим особое значение приобретает проблема оценки роли эпигенетических эндогенных рельефообразующих обстановок. Среди них можно выделить обстановки, способствующие полному преобразованию первичного рельефа (перестройка тектонического режима, полная инверсия тектонических движений в рамках действующего тектонического режима), частичному преобразованию первичного рельефа (движения, унаследованные по направленности, но отличающиеся по амплитудам и скоростям от движений предшествующего этапа, тектонические движения, обуславливающие частичную инверсию рельефообразования при малых амплитудах и скоростях), сохранению первичного рельефа, его подновлению (движения, унаследованные по направленности и скоростям от движений предшествующего этапа).

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ И НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕРРИТОРИИ В ЦЕЛЯХ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Методической основой изучения рельефа в целях рационального природопользования является трехфакторный геоморфологический анализ, предусматривающий исследование эндогенных, экзогенных и антропогенных процессов в их взаимной связи [39].

Геоморфологический анализ с целью решения проблем рационального природопользования осуществляется при поисках и комплексном использовании минеральных ресурсов (поисково- или ресурсно-геоморфологические исследования), при обосновании проектирования и строительства различных народнохозяйственных объектов (инженерно-геоморфологические исследования), при оптимизации организации и проведения сельскохозяйственных работ (агрогеоморфологические исследования), при обосновании природно-хозяйственного мониторинга и разработке природоохранных мероприятий.

Поисково-геоморфологические исследования в связи с решением задач расширения и оптимизации использования минерально-сырьевой базы предусматривают определение разрешающих возможностей и разработку рациональных комплексов структурно-геоморфологических и неотектонических методов, применение которых может способствовать поискам полезных ископаемых различных видов, выявлению геоморфологических критериев поиска полезных ископаемых, размещенных в различных геоморфологических объектах либо опосредованно связанных с современным рельефом, установлению закономерных связей между размещением полезных ископаемых и вмещающих их рельефообразующих отложений, типов и форм рельефа, определению роли эндодинамических и экзодинамических процессов в формировании, преобразовании, разрушении месторождений полезных ископаемых.

Структурно-геоморфологические и неотектонические методы исследований для решения поисковых задач используются на территории Украины применительно к различным видам минеральных ресурсов — при поисках нефти и газа, строительных материалов, агрохимического сырья и некоторых других. В зависимости от объекта поисково-геоморфологических исследований, особенностей того или иного полезного ископаемого, а также его роли в специализации промышленного производства, формировании производственно-территориальных комплексов и влиянии на территориальное разделение труда геоморфологические исследования приобретают больший или меньший удельный вес в общем объеме поисково-разведочных работ в комплексе с другими методами исследований.

С позиции рационального природопользования различаются геоморфологические объекты двух типов — ресурсосодержащие и ресурсоинформативные. К первым относится современный либо погребенный рельеф разного генезиса, имеющий залежи полезных ископаемых — россыпи, строительные материалы, горючие полезные ископаемые — торф, бурый уголь, нефть, газ и др.

С современным рельефом связано преобладающее количество месторождений неметаллических полезных ископаемых, в частности строительных материалов, сырья для стекольной промышленности. Из горючих полезных ископаемых наиболее часто приурочены к современным геоморфологическим объектам месторождения торфа, к погребенному рельефу — месторождения

бурого угля, нефти и газа. Изучение ресурсосодержащих геоморфологических объектов проводится прямыми геоморфологическими методами.

К ресурсно-информативным геоморфологическим объектам относятся формы рельефа, не содержащие залежи полезных ископаемых, но являющиеся индикаторами месторождений. Чаще всего это структурно обусловленные формы рельефа, позволяющие, например, прогнозировать местонахождение структурных ловушек нефти и газа, пути миграции углеводородов, подземных вод и др.

Теоретической базой развития морфоструктурно-неотектонического направления в нефтегазопроисловых целях служат представления о том, что новейший этап сыграл решающую роль в насыщении ловушек углеводородами, размещении и сохранности месторождений [36 — 38, 57, 117, 179 и др.].

Учитывая результаты многолетних исследований, можно сделать некоторые выводы о структурно-геоморфологических и неотектонических особенностях нефтегазоносных областей Украины:

1. Месторождения углеводородов приурочены к платформенным (внутриплатформенным, окраинным впадинам, прогибам) и геосинклинальным (предгорным прогибам) региональным отрицательным структурам, относительно отстававшим в неотектонических поднятиях либо опережавшим в опусканиях смежные региональные структуры.

2. В нефтегазоносных провинциях (областях), подверженных унаследованному (однонаправленному) неотектоническим движениям, газовые и нефтегазовые залежи тяготеют к районам более активных поднятий, нефтяные — к районам, отстававшим в поднятиях либо относительно опускавшимся. В областях, испытавших смену знака неотектонических движений, газовые и нефтегазовые залежи приурочены к районам более активных послейверсионных поднятий, нефтяные — к районам относительно менее активных поднятий, причем амплитуды послейверсионных неотектонических положительных движений значительно меньше амплитуд доинверсионных отрицательных движений.

Анализ унаследованности неотектоническими движениями более древних движений земной коры имеет важное значение для сопоставления неотектонического структурного плана, структурного плана нефтегазовых толщ и разработки поисково-геоморфологических критериев. Соответствие их будет более полным в пределах структур, неотектонические движения которых унаследовали направленность движений предыдущих этапов развития (Индо-Кубанский, Придубруджский прогибы). На территориях, испытавших смену знака движений, соответствие структурных планов будет максимально приближенным там, где амплитуды послейверсионных движений невелики, значительно меньше амплитуд доинверсионных движений (Причерноморская впадина, ДДВ). Там, где амплитуды послейверсионных движений превышают амплитуды доинверсионных, могут наблюдаться значительные несоответствия неотектонического структурного плана и структурного плана нефтегазовых толщ, что существенно затрудняет либо исключает возможность использования поисковых геоморфологических индикаторов.

3. Локальные нефтегазоносные структуры Украины в большинстве являются брахиантиклиналями, в Бориславско-Покутской зоне Предкарпатского прогиба — линейными складками. Несмотря на разновременность заложения, большинство локальных нефтегазоносных структур проявляло неотектоническую активность. В соответствии с различиями в режиме осадконакопления и рельефообразования в новейшее время выделяются [38] локальные нефтегазоносные структуры преимущественно с конседиментационной (при преобладании неотектонических опусканий или слабых поднятий и проявлении аккумулятивных экзогенных процессов) либо с денудационной направленностью развития (при преобладании поднятий и активном проявлении денудационных процессов), а также с переменным режимом развития (этапы преобладания денудации сменялись этапами преобладания аккумуляции). Типизация локальных структур с учетом указанных признаков раскрывает возможности для конкретизации поисковых признаков, детализации исследо-

ваний с целью доразведки эксплуатирующихся в настоящее время месторождений, а также анализа закономерных связей между типом структуры и ее нефтегазоносностью при однотипном строении коллекторов и покрышек.

Инженерно-геоморфологический анализ включает несколько направлений: Одним из основных является морфодинамическое, обеспечивающее объективную оценку динамических аспектов различных интервалов рельефообразования, что служит базой для обоснования прогнозов развития рельефа и определяет критерии инженерно-геологической и эколого-географической оценок территории [76, 148].

В числе главных задач инженерно-геоморфологического анализа заслуживают внимания следующие: геоморфологическое обоснование отдельных отраслевых инженерно-геоморфологических направлений (строительство промышленных и других объектов, градостроительство, мелиорация, рекультивация), разработка рационального комплекса методов отраслевого геоморфологического анализа для различных инженерно-геоморфологических направлений, разработка методики прогнозирования геоморфодинамических процессов в связи с проведением инженерных работ разных видов, обоснование конструктивно-геоморфологических рекомендаций в районах хозяйственной деятельности человека.

Рассмотрим это на некоторых примерах.

Основу работ, проводимых в связи с сейсмоморфоструктурным районированием территории, составляет оценка активности в антропогене, особенно в позднем плейстоцене и голоцене, площадных и линейных морфоструктур, характеризующихся повышенной сейсмичностью.

Особое внимание обращается на соответствие древнего и современного структурных планов, изменение знака движений земной коры и простираций зон неотектонической активизации, наличие участков с высокими градиентами новейших тектонических движений, наличие тектонических деформаций молодых (позднеантропогеновых — голоценовых) форм рельефа, палеосейсмодислокаций и др.

В основе сейсмоморфоструктурного районирования лежит принцип выделения квазиоднородных морфоструктур. Проводящиеся для этих целей исследования направлены на выявление морфоструктурных критериев сейсмичности, оценку масштабов неотектонических и современных движений земной коры в рамках морфоструктур разного типа и ранга, степени унаследованности древних движений земной коры современными, частоты повторяемости сейсмических явлений в границах морфоструктур разного типа.

На основании проведенных на территории Карпатского геодинамического полигона исследований были получены следующие данные:

1. Наиболее высокая степень сейсмичности характерна для площадных морфоструктур, развивающихся в инверсионном режиме, а также для разломных зон и морфоструктурных узлов, представляющих собой районы неоднократных разрядок напряжений.

2. Наиболее перспективен для проведения общего и детального сейсморайонирования поэтапный анализ геодинамики, особенно для антропогена, в сочетании с изучением пространственных и временных вариаций экзодинамического индекса.

3. Морфоструктурный анализ позволяет предположительно определить области, «подготовленные» для разрушения вследствие воздействия на них сейсмопроявлений, — таков прогнозный аспект морфоструктурного анализа.

4. Результаты морфоструктурного анализа следует учитывать при оценке приращений сейсмической интенсивности. Одним из косвенных количественных показателей для этой цели может служить показатель морфоструктурной делимости территории.

Учет эгдодинамики — одно из важнейших направлений исследований при обосновании строительства различного рода сооружений. При проведении таких исследований наиболее важно осуществить разработку рационального комплекса методов и методических приемов для детального и оперативного изучения структурно-геоморфологической ситуации, сопряженного изучения

динамики эндогенных, экзогенных и техногенных рельефообразующих процессов, комплексную оценку существующих морфоструктурно-геодинамических условий для целей зонирования (районирования) территории по степени ее пригодности для строительства, разработку прогнозной морфоструктурно-геодинамической модели с учетом различий в динамическом состоянии морфоструктур и перспектив их изменения во времени и пространстве для обеспечения оперативного мониторинга в процессе эксплуатации сооружения.

В качестве иллюстрации можно привести результаты опытно-методических структурно-геоморфологических исследований, полученные при выборе оптимального варианта карпатского участка трассы газопровода Уренгой — Помары — Ужгород [76]. Были выделены следующие морфоструктуры, в различной степени пригодные для проведения строительства: а) наиболее неблагоприятные, испытывающие весьма активные прерывисто-непрерывные неотектонические и современные поднятия, сопровождающиеся высокой сейсмической активностью и характеризующиеся большими значениями средних градиентов скоростей неотектонических движений (особого внимания заслуживают участки мозаичного расположения полей градиентов с существенно отличающимися значениями, с которыми сопряжены активно проявляющиеся в прошлом и на современном этапе наиболее опасные для трассы газопровода экзогенные процессы); б) условно неблагоприятные, испытывавшие умеренные плиоцен-антропогенные прерывисто-непрерывные поднятия, сменявшие весьма интенсивные миоценовые опускания (характеризуются слабой сейсмичностью и дифференциацией градиентов средних скоростей движений, меньшей активностью экзогенных процессов); в) благоприятные, испытывавшие весьма слабые антропогенные поднятия.

К локальным морфоструктурам «потенциально повышенного риска» относятся сейсмогенные зоны разломных нарушений, сейсмогенные морфоструктуры «узлы», неотектонически активные зоны разломов, разделяющие морфоструктуры, которые испытывали контрастные рельефообразующие движения, существенно отличающиеся по амплитуде, направленности, ритмичности, а также зоны повышенной трещиноватости, сопровождающие локальные пликативные структуры и т. д.

Особое значение имеет учет эндогенной составляющей рельефообразования при строительстве объектов атомной энергетики, нормальная эксплуатация которых требует особо тщательного изучения условий строительства, прежде всего определяющихся морфоструктурной дифференциацией территории и активностью морфоструктур на современном этапе. Опыт работ, проведенных нами в районе Ровенской АЭС и при проектировании Чигиринской АЭС, показал, что в комплексе рациональных методов исследования наряду с традиционными важная роль принадлежит методам поэтапного неотектонического анализа, комплексной морфоструктурной интерпретации геологических, геофизических, дистанционных материалов, которые используются как на стадии выбора пункта строительства АЭС, так и на стадии рабочего проектирования [76].

Морфоструктурно-неотектонический анализ территории строительства АЭС является базовым при оценке сейсмической устойчивости и в силу весьма высокой «чувствительности» объектов атомной энергетики ко всякого рода динамическим воздействиям приобретает особую роль в осуществлении мониторинга природной среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование новейшей эндодинамики и рельефообразования на территории Украины показало наличие весьма сложных и многовариантных взаимосвязей в системе *эндодинамика — рельефообразование*, формирующихся под влиянием глобальных, региональных, локальных факторов.

Современный рельеф Украины на большей части территории сформировался в новейшее время в различных геодинамических условиях: при проявлении сводовых поднятий, рифтогенных и квазирифтогенных опусканий, субгоризонтального сжатия и растяжения, являющихся следствием активности астеносферы, определяющей разнонаправленные и разноамплитудные перемещения блоков земной коры.

В проявлении неотектонических рельефообразующих движений земной коры выявлена зональность, с которой связано разнообразие генетических типов морфоструктур, а также различная степень их динамической сопряженности. В зоне новейших унаследованных движений земной коры в равнинно-платформенной части территории формирование рельефа происходило в геодинамических обстановках сводово-глыбовых прерывистых поднятий, устойчивых глыбовых прерывистых поднятий, неустойчивых глыбовых поднятий, прерывавшихся периодами стабилизации движений и относительных опусканий, сопряженных с гляциоизостатическими процессами и т.д., с чем связано формирование унаследованных и унаследованно-возрожденных морфоструктур. В зоне колебательных (знакопеременных) движений земной коры в равнинно-платформенной части территории формирование рельефа происходило в геодинамических обстановках весьма контрастных либо умеренно контрастных знакопеременных движений при однократных либо многократных сменах знака движений, с чем связано формирование обращенных морфоструктур.

В орогенных областях формирование рельефа было сопряжено с эндогенными обстановками интенсивного тангенциального сжатия, сводово-глыбовых и глыбовых воздыманий. С учетом интенсивности и направленности рельефообразующих движений в них выделены зоны, объединяющие следующие морфоструктуры:

испытывшие весьма активные вертикальные и горизонтальные движения, унаследованные с доорогенного этапа;

испытывшие активные горизонтальные и сопряженные с ними вертикальные движения, проявившиеся на орогенном этапе;

испытывшие активные вертикальные движения, проявившиеся на орогенном этапе;

испытывшие весьма контрастные знакопеременные движения во внутреннем и предгорных прогибах.

Анализ новейших рельефообразующих движений земной коры во времени показывает, что проявление их подчиняется определенной ритмичности и оказывает влияние на общее усложнение морфоструктурного плана.

В соответствии с различиями в рельефообразующих эндогенных обстановках в рамках неотектонического этапа выделены позднеэоцен-олигоценный, позднелигоцен-среднелигоценный и среднелигоцен-антропогенный подэтапы.

Характерными особенностями эндодинамики и геоморфогенеза *позднеэоцен-олигоценного подэтапа* (длиннопериодические движения) являются деформация базального пенеплена, оформление базового доминантного геоморфологического комплекса полигенетической олигоценовой равнины в зоне преимущественно однонаправленных движений в платформенной части территории, оформление исходной (доорогенной) поверхности в Восточно-Карпатском и Крымском оротенах, *позднеолигоцен-раннелигоценного подэтапа*.

тапа (длиннопериодические движения) — региональные перестройки структурного плана, формирование базовых доминантных геоморфологических комплексов в зоне знакопеременных движений земной коры на платформе, к концу подэтапа разрастание областей деструкции и оформление главных особенностей эпигенетических геоморфологических комплексов, вовлечение окраинных частей платформ в активные геодинамические процессы, сопряженные с неотектоническими активизациями в орогенах, *плиоцен-антропогенного подэтапа* (короткопериодические движения) — дальнейшее преобразование базовых геоморфологических комплексов, оформление новообразованных (обращенных) морфоструктур.

Выделенные в процессе региональных исследований эпизоды активизации неотектонических движений земной коры совпадают с пароксизмами сжатия в конце эоцена, конце олигоцена, середине и конце миоцена, на рубеже плиоцена и антропогена, установленными в Средиземноморском альпийском поясе [112, 196], и согласуются с главными неотектоническими активизациями на границе олигоцена — миоцена и плиоцена — антропогена, характерными для **Востока альпийско-азиатского** орогенического пояса и прилегающих активных окраин разновозрастных платформ [122].

На протяжении новейшего этапа установлены эпизоды усиления и относительного ослабления латеральных связей между морфоструктурами разных типов. Общерегionalное значение в этом смысле имели позднеолигоцен-раннемиоценовая и позднеплиоцен-раннеллейстоценовая неотектонические активизации, с которыми связывается наибольшая синхронность в эндодинамике морфоструктур. Более слабые среднмиоценовая и послепонтийская неотектонические активизации характеризуются неполной синхронностью неотектонических событий в границах морфоструктур разных типов. Сложные взаимосвязи между эндо- и экзогенными процессами позднего плиоцена и антропогена, связанные с корректирующим влиянием гляциоморфогенеза и эвстатических колебаний уровня моря, также отражают неполную синхронность, а иногда и асинхронность неотектонических событий и экзоморфогенеза при латеральном сопоставлении морфоструктур.

Выявленные особенности неотектонической эволюции морфоструктур разных типов увязываются с представлениями об эволюции тектоносферы Восточно-Европейской платформы и окаймляющих горных поясов [204, 205 и др.], определяющей тектонической активностью астеносферы, реализуемой через астенолиты. Проведенные исследования позволяют утверждать, что на этапе континентального рельефообразования влияние Паннонского и Черноморского астенолитов было весьма существенным не только в области Карпатской дуги и Черноморской впадины, но также в переходной зоне неустойчивого неотектонического режима и обращенных платформенных морфоструктур. Оно было максимально значительным на протяжении средненижнего (позднеолигоцен-раннеплиоценового) подэтапа.

Выявление взаимосвязей в системе эволюции тектоносферы — эволюция эндодинамических рельефообразующих обстановок — эволюция рельефа (доминантных геоморфологических комплексов) — эволюция морфоструктур позволяет решать прямые (от структуры к рельефу) и обратные (от доминантных геоморфологических комплексов к новейшей динамике структур) задачи.

Предложенная автором интерпретация новейшей геодинамики как определяющего фактора геоморфогенеза на территории Украины далека от завершения и должна совершенствоваться по мере получения нового фактического материала, а также разработки новых методических подходов, которые могут обеспечить решение ряда дискуссионных вопросов и проблем. В их числе следует назвать такие, как оценка скорости реагирования рельефа на малоамплитудные движения земной коры, изучение эндодинамики и геоморфогенеза в границах активных внутриконтинентальных структур, сопряженных с зонами коллизии, разработка принципов динамической классификации морфоструктур, выявление признаков и разработка критериев количественной оценки молодых активизаций разломов и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Адаменко О. М.** Геоморфологические особенности зоны сочленения Карпатского орогена и Восточно-Европейской платформы // Геоморфологическое строение и развитие зон перехода от континентов к океанам: Тез. докл. Всесоюз. совещ. XX Пленум Геоморф. комис. (14 октября, 1989). — Владивосток, 1989. — 145 с.
2. **Алферьев Г. П.** Некоторые соображения о молодых движениях Карпат // Тр. Львов. геол. об-ва. Сер. геол. — Вып. 1. — 1949. — С. 87 — 106.
3. **Ананьев Г. С.** Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. — 172 с.
4. **Антропогенные отложения Украины** / В. Н. Шелкопляс, П. Ф. Гожики, Т. Ф. Христофорова и др.; Под ред. Д. Е. Макаренко. — Киев: Наук. думка, 1986. — 152 с.
5. **Андродов В. А.** Главные и частные неотектонические обстановки формирования континентальной литосферы // Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР: Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме неотектоники и динамики литосферы. — Ташкент: САИГИМС МГУЗССР, 1983. — С. 13 — 22.
6. **Артюшков Е. В.** Геодинамика. — М.: Наука, 1979. — 327 с.
7. **Асеев А. А.** Геоморфологические корреляции: настоящее и будущее // Геоморфология. — 1987. — № 1. — С. 17 — 21.
8. **Асеев А. А., Благоволин Н. С., Доскач А. Г., Серебряный Л. Р.** Основные этапы геоморфологического развития Русской равнины в четвертичном периоде // Там же. — 1972. — № 4. — С. 3 — 18.
9. **Бабак В. И.** Метод построения палеотектонических карт для изучения истории новейших тектонических движений // Неотектоника СССР. — Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961. — С. 71 — 79.
10. **Балла З.** Проблема неогеновых вулканитов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе // Геотектоника. — 1981. — № 3. — С. 79 — 93.
11. **Барцевский Н. Е., Купраш Р. П., Швидкий Ю. И.** Геоморфология и рельефообразующие отложения г. Киева. — Киев: Наук. думка, 1989. — 196 с.
12. **Башенина Н. В., Мирнова А. В., Тальская Н. И.** Карта морфоструктурного районирования Советских Карпат // Геоморфологическое картографирование в мелких масштабах. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. — С. 119 — 130.
13. **Белевцев Я. Н., Быстревская С. С., Семенюк Н. П. и др.** Космотектоническая карта Украинского щита // Исследования Земли из космоса. — 1982. — № 4. — С. 5 — 14.
14. **Билински Г. М.** Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины. — Кишинев: Штиинца, 1971. — 138 с.
15. **Благоволин Н. С.** Крымские горы. Керченско-Таманская область // Горные страны европейской части и Кавказ / Гл. ред. И. П. Герасимов. — М.: Наука, 1974. — С. 49 — 89.
16. **Благоволин Н. С.** Особенности морфоструктуры молодых платформенных равнин СССР // Геоморфология. — 1990. — № 3. — С. 19 — 29.
17. **Богущий А. Б.** К вопросу о палеогеографии севера Вольно-Подольской возвышенности в эпоху русского оледенения // Докл. и сообщ. Львов. отд-ния Географ. о-ва УССР. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. — С. 60 — 63.
18. **Богущий А. Б., Свянко И. М.** Антропогенные денудационные поверхности выравнивания // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1982. — № 6. — С. 5 — 8.
19. **Бондарчук В. Г., Денисов А. И., Курочкин П. Е. и др.** Некоторые результаты десятилетних исследований современных тектонических движений земной коры на Криворожском геодинамическом полигоне // VII Всесоюз. совещ. по изучению СВЗК: Тез. докл. — М., 1977. — С. 20 — 21.
20. **Бондарчук В. Г.** О геоморфологии Днепровско-Донецкой впадины и направлении поисков соляных структур // Разведка недр. — 1937. — № 5. — С. 40 — 43.
21. **Бондарчук В. Г.** Геоморфология УССР. — Киев: Рад. школа, 1949. — 241 с.
22. **Бондарчук В. Г., Заморий П. К., Соколовский И. Л.** Новейшие тектонические движения территорий Украинской ССР и Молдавской ССР // Неотектоника СССР. — Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961. — С. 139 — 143.
23. **Борисенко Л. С., Чебащенко И. И., Шаталов Н. И. и др.** Новейшая тектоника Крыма по данным геолого-геофизических и сейсмических исследований // Геол. журн. — 1988. — № 3. — С. 3 — 11.
24. **Борсук О. Л., Спасская И. И., Тимофеев Д. А.** Вопросы динамической геоморфологии // Геоморфология. Т. 5: Вопросы динамической геоморфологии. Итоги науки и техники. — М.: ВНИИ-ТИ, 1977. — 148 с.
25. **Брылев В. А.** «Цикловая» корреляция геолого-геоморфологических событий альпийского этапа

- европейского юго-востока и юга СССР // Пробл. геоморфологической корреляции / Под ред. Д.А. Тимофеева, В.П. Чичагова. — М.: Наука, 1989. — С.86 — 95.
26. Вуляк Ю.Д. К вопросу об исследовании современных движений земной коры // Современные движения земной коры. Морфо-структуры, разломы, сейсмичность. — М.: Наука, 1987. — С.6 — 9.
 27. Былинский Е.Н. Влияние гляциозостази на развитие рельефа Земли в плейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра географ. наук. — М., 1988. — 46 с.
 28. Веклич М.Ф. Четвертичные отложения правобережья среднего Дняпра. — К.: Вид-во АН УРСР, 1958. — 198 с.
 29. Веклич М.Ф. Палеогеоморфология области Украинского щита (мезозой, кайнозой). — К.: Наук. думка, 1966. — 120 с.
 30. Веклич М.Ф. Некоторые проблемы последкайнозойской палеогеографии Украинских Карпат // Физ. география и геоморфология. — 1978. — Вып. 20. — С.59 — 66.
 31. Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. — Киев: Наук. думка, 1987. — 192 с.
 32. Великанов В.А., Зайка-Новацкий В.С. Ерозия та екзотектонічні складки Придністров'я // Фіз. географія та геоморфологія. — 1970. — Вип. 2. — С.119 — 126.
 33. Великовская Е.М., Кожевников А.В., Фелидбарг Н.Е. Основные этапы формирования рельефа Восточных Карпат (в пределах СССР) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. — С.11 — 24.
 34. Виленик В.Д. К вопросу об изучении и картировании тектогенных ландшафтов // Материалы Харьк. отд-ния Географ. об-ва Украины. — М.: Недра, 1970. — Вып. 9. — С.104 — 110.
 35. Возгрин Б.Д., Соловьев В.М. Роль неотектонических движений в формировании IV (V) моренной террасы Дняпра в нижнем течении Десны // Физ. география и геоморфология. — 1973. — Вып. 9. — С.68 — 76.
 36. Волков Н.Г. Локальные морфоструктуры Днепровско-Донецкой впадины. — Киев: Наук. думка, 1977. — 154 с.
 37. Волков Н.Г. Методика сопряженного морфоструктурного анализа и ее применение в нефтегазоносных целях. — Киев: Наук. думка, 1982. — 40 с.
 38. Волков Н.Г., Пашенко В.П., Соколовский И.Д. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей Украины. — Киев: Наук. думка, 1981. — 220 с.
 39. Волков М.Г., Павленко В.П., Курпаш Р.П. Методичні основи вивчення рельєфу території УРСР з метою раціонального природокористування // Вісн. АН УРСР. — 1983. — № 9. — С.75 — 80.
 40. Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.Н. и др. Геоморфологическое районирование СССР. — М.: Высш. шк., 1980. — 343 с.
 41. Выржиковский Р.Р. Новейшие движения земной коры на Украине // Проблемы советской геологии. — 1936. — Т. 6. — № 5. — С. 409 — 416.
 42. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогена. — Киев: Наук. думка, 1974. — 160 с.
 43. Галицкий В.И. Основы палеогеоморфологии. — Киев: Наук. думка, 1980. — 224 с.
 44. Геодинамика Карпат / С.С. Кружлов, С.В. Смирнов, С.М. Снитковская и др.; Под ред. В.В. Гаушк, С.С. Кружлова. — Киев: Наук. думка, 1985. — 136 с.
 45. Геодинамика морфоструктур. — Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1987. — 124 с.
 46. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований) / И.И. Абрамович, А.И. Бурда, В.Д. Вознесенский и др.; Под ред. В.А. Унакова. — Л.: Недра, 1989. — 278 с.
 47. Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Ред. И.П. Герасимов. — М.: ГУГК, 1987. — 16 л.
 48. Геоморфологическая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. ред. И.В. Соколовский. — Киев: Мингео УССР, 1979. — 4 л.
 49. Герасимов И.П. Основные принципы и задачи морфоструктурного анализа // Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. — М.: Недра, 1970. — С.5 — 12.
 50. Герасимов И.П. Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. — М.: Наука, 1976. — 400 с.
 51. Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. — 220 с.
 52. Голицы П.Ф. О формировании адлювия террас в устьевой зоне рек Причерноморья // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины / Под ред. Е.Ф. Шникова. — Киев: Наук. думка, 1987. — С.15 — 19.
 53. Гойжевский А.А. Взаимные движения склонов Украинского щита в мезо-кайнозой // Докл. АН СССР. — 1977. — 233, № 2(6). — С.431 — 433.
 54. Горелов С.К. Главнейшие генетические типы горных сооружений территории СССР и проблема их происхождения // Пробл. геоморфологии. — М.: Наука, 1984. — С.5 — 34.
 55. Горелов С.К. Геоморфологическая корреляция и ее проблемы // Пробл. геоморфологической корреляции // Под ред. Д.А. Тимофеева, В.П. Чичагова. — М.: Наука, 1989. — С.22 — 31.
 56. Горелов С.К., Кулаков М., Курбанов М. Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичностью. — М.: Наука, 1979. — 108 с.
 57. Горюцкий Г.И. Адлювиальная летопись Великого пра-Дняпра. — М.: Наука, 1970. — 491 с.
 58. Гофштейн И.Д. Неотектоника и морфогенез Верхнего Приднестровья. — Киев: Изд-во АН УССР, 1962. — 132 с.
 59. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. — Киев: Изд-во АН УССР, 1964. — 176 с.
 60. Гофштейн И.Д. Антропоген — время завершения этапа развития островных дуг в истории Карпат // Тектоника и стратиграфия. — 1978. — № 15. — С.47 — 51.
 61. Гофштейн И.Д. Неотектоника западной Волино-Подолья. — Киев: Наук. думка, 1979. — 156 с.

62. Гофштейн И.Д. Неотектоника западной Вольно-Подольи. — Киев: Наук.думка, 1979. — 156 с.
63. Гофштейн И.Д. О недиментах в Польско-Словацких и Украинских Карпатах // Геоморфология. — 1985. — № 2. — С.70 — 77.
64. Гришанков Г.Е. Морфоструктуры Горного Крыма // Материалы Харьков. отд-ния Географ. о-ва Украины. — 1974. — Вып.11, кн.3. — С.80 — 84.
65. Грубрин Ю.Л. Геоморфологическое районирование // Украина и Молдавия. — М.: Наука, 1972. — С.68.
66. Дедков А.П., Мазжерин В.И. Современные тенденции развития геоморфологии // Пробл. теоретической геоморфологии // Под ред. Н.А. Догачева, Д.А. Тимофеева, Г.Ф. Уфимцева. — М.: Наука, 1988. — С.205 — 213.
67. Демедюк Н.С. Об орогенном этапе развития Украинских Карпат // Четвертичный период. — 1976. — Вып.16. — С.126 — 137.
68. Демедюк Н.С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат // Геоморфология. — 1982. — № 3. — С.36 — 44.
69. Дмитриев Н.И. Рельеф УССР (геоморфологический очерк). — Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1936. — 250 с.
70. Дэвис В.М. Геоморфологические очерки: Пер. с англ. — М.: Изд-во иностр.лит-ры, 1962. — 455 с.
71. Ермаков Н.П. Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат // Тр. Львов. Геол. о-ва. Геол. сер. — 1949. — Вып.1. — С.62 — 85.
72. Закономерности развития региональной тектоники Украины // В.Г. Бондарчук, И.И. Чебаненко, Ю.М. Довгаль и др.; Под ред. И.И. Чебаненко. — Киев: Наук.думка, 1983. — 184 с.
73. Заморий П.К. Неотектоника УССР // Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып.2. — М.: Изд-во АН СССР, 1950. — С.292 — 301.
74. Заманская Т.А., Чебаненко И.И. Блоковая тектоника Вольно-Подольи. — Киев: Наук.думка, 1985. — 157 с.
75. Иванов Б.Н. Структурно-геоморфологические исследования и изучение неотектоники карстовых районов Украины // Материалы Харьков. отд-ния. Географ. о-ва Украины. — Вып.9. — М.: Недра, 1970. — С.18 — 23.
76. Инженерная география / Под ред. Д.А. Тимофеева, И.И. Спасской, Э.А. Лихачевой. — М.: Моск. филиал Географ. о-ва СССР, 1989. — 184 с.
77. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. — М.: Наука, 1982. — 112 с.
78. Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Очерки геологического прошлого Европейской России // — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
79. Карта линейных и кольцевых структур Украинской ССР (по материалам космической съемки). Масштаб 1:1 000 000. (Объяснительная записка) / Б.А. Николаенко, С.С. Быстревская, В.Т. Воловик и др. — Киев: Мингео УССР, 1989. — 114 с.
80. Карта новейшей тектоники юга СССР. Масштаб 1:1 000 000 / Ред. Л. П. Полканова. — М.: Недра, 1971. — 16 л.
81. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб 1:4 000 000 / Ред. Н.И. Николаев. — М.: ГУГК, 1985. — 4 л.
82. Карта неотектоники юго-запада СССР. Масштаб 1:1 000 000 / Ред. А.М. Маринич. — Киев: Мингео УССР, 1987. — 4 л.
83. Карта поверхностей выравнивания и кор выравнивания СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Ред. И.П. Герасимов, А.В. Сидоренко. — М.: ГУГК, 1971. — 16 л.
84. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Ю.А. Мещеряков. — М.: ГУГК, 1972. — 4 л.
85. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (европейская часть), Чехословакии. Масштаб 1:2 500 000. — М.: ГУГК, 1966. — 4 л.
86. Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение: Пер. с англ. — М.: География, 1962. — 153 с.
87. Кинг Л. Морфология Земли: Пер. с англ. — М.: Прогресс, 1967. — 558 с.
88. Кожурина М.С. Геоморфологические признаки неоген-антропогенной активности Буковинского поперечного поднятия // Респ. межведомственное совещ. по структурной геоморфологии и неотектонике: Тез.докл. — Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1967. — С.58 — 65.
89. Комлев А.А. Мезо-кайнозойский долинный морфолитогенез северо-западной части Украинского щита и его влияние на образование россыпей: Автореф. дис. ... канд. географ. наук. — Киев, 1988. — 24 с.
90. Кархуев С.С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. — М.: Недра, 1974. — 539 с.
91. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли / Н.В. Лукина, В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, Г.И. Волчкова // Тр. Геол. ин-та АН СССР. — 1985. — Вып.399. — 172 с.
92. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. — М.: Недра, 1972. — 278 с.
93. Кошак Ю.А., Тимофеев В.М., Чмыхал В.Н. Эволюция флювиального рельефа северо-западной части Украинского щита в мезо-кайнозое // История развития речных долин и проблемы мелiorации земель / Под ред. А.А. Флоренсова, В.А. Николаева. — М.: Наука, 1979. — С.95 — 99.
94. Крачук Я.С. Некоторые вопросы генезиса и возраста поверхностей выравнивания Украинских Карпат // Вест. Львов. ун-та. Сер. географ. — 1975. — Вып.9. — С.93 — 98.
95. Крылов Н.А., Гарецкий Р.Г., Глушко В.В., Распопова М.Г. Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием / Под ред. Ю. М. Пуцаровского. — М.: Наука, 1989. — С.134 — 143.

96. *Купраш Р.П.* Неотектоника и глубина залегания четвертичных морских отложений Южного берега Крыма // Материалы по четвертичному периоду к VIII Конгр. INQA. — Киев: Наук. думка, 1969. — С.211 — 217.
97. *Купраш Р.П.* Отражение в современном рельефе Южного берега Крыма голоценовых вертикальных движений земной коры // Физ. география и геоморфология. — 1973. — Вып. 9. — С.124 — 128.
98. *Лаврушин Ю.А., Тугунный Ю.Г.* Каневские гляциодислокации. — М.: Наука, 1982. — 101 с.
99. *Ласточкин А.Н.* Морфодинамический анализ. — Л.: Недра, 1987. — 271 с.
100. *Левков Э.А.* Гляциотектоника. — Минск: Наука и техника, 1980. — 280 с.
101. *Леонтьев О.К., Лонгинов О.В.* Геодинамика, литодинамика, морфодинамика и динамическая геоморфология // Геоморфология. — 1972. — № 3. — С.97 — 100.
102. *Лилленберг Д.А.* Актуальные проблемы современной геодинамики рельефа // Соврем. движения земной коры. Морфоструктуры, разломы, сейсмичность / Под ред. Ю.Д. Буланже, Д.А. Лилленберга, Л.Е. Сетунской, С.В. Зимана. — М.: Наука, 1987. — С.23 — 33.
103. *Личков Б.Л.* Об эпейрогенических движениях на Русской равнине // Тр. Геоморф. ин-та. — 1934. — Вып.10. — С.5 — 80.
104. *Малеев Е.Д.* О новейших тектонических движениях в Вигорлат-Гутинской зоне // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. — 1958. — № 5 — 6. — С.121 — 127.
105. *Маринич А.М.* О яркости рельефа равнины (на примере Украины) // Материалы XIX Междунар. географ. конгр. в Стокгольме. — М., 1961. — С.155 — 159.
106. *Маринич А.М.* Геоморфология Южного Полесья. — Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1963. — 251 с.
107. *Маринич А.М., Грубрин Ю.Л., Ланько А.И., Щербань М.И.* Зональные особенности современных экзогенных рельефообразующих процессов и их проявление в различных морфоструктурах Украины // Соврем. экзогенные процессы рельефообразования. — М.: Наука, 1970. — С.48 — 54.
108. *Марков К.К.* Основные проблемы геоморфологии. — М.: Географиз, 1948. — 343 с.
109. *Матошко А.В.* Геологическое строение и морфология краевых ледниковых образований северо-западной части Днепровского языка. — (Препр. АН УССР, Ин-т геол. наук 81 — 5). — Киев, 1981. — 71 с.
110. *Месяряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. — М.: Наука, 1965. — 390 с.
111. *Месяряков Ю.А.* Избранные труды. Рельеф и современная геодинамика. — М.: Наука, 1981. — 277 с.
112. *Милановский Е.Е.* Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его рамы в орогенном этапе альпийского цикла // Вулканология и сейсмология. — 1981. — № 4. — С.11 — 35.
113. *Мирчик Г.Ф.* Четвертичные движения правобережной части украинской кристаллической полосы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1936. — № 1. — С.199 — 212.
114. *Моляко Г.И.* Неоген юга Украины. — Киев: Изд-во АН УССР, 1960. — 207 с.
115. *Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР* / Под ред. И.П. Герасимова, А.А. Асеева. — М.: Наука, 1986. — 192 с.
116. *Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей* / Под ред. И.П. Герасимова, А.А. Асеева. — М.: Наука, 1986. — 190 с.
117. *Морфоструктура нефтегазоносных областей УССР* / Н.Г. Волков, Р.П. Купраш, В.П. Паличенко и др.; Под ред. И.Л. Соколовского. — Киев: Наук. думка, 1974. — 259 с.
118. *Назденко Д.П.* Геоморфологическая карта и история формирования неогеновых и антропогенных террас Левобережья УССР // Материалы Харьк. отд-ния Географ. об-ва Украины. — Вып. VI: Структурная геоморфология и неотектоника Украины. — М.: Недра, 1968. — С.44 — 51.
119. *Наймарк А.А.* Концепция глобального неотектонического этапа (историко-геологические и методологические аспекты) // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1983. — № 4. — С.3 — 17.
120. *Невеская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др.* История Паратетиса // 27-й Междунар. геол. конгр. (Гео. докл.), Москва, 4 — 14 авг. 1984. — Палеоокеанология. — М., 1984. — Т.3. — С.91 — 101.
121. *Некос В.Е.* Современные региональные тектонические движения Днепровско-Донецкой впадины // Современные движения земной коры: Методы и результаты исследований. — Киев: Наук. думка, 1980. — С.163 — 168.
122. *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов* / В.Г. Трифонов, Г.А. Востриков, А.И. Кожурин и др. — М.: Наука, 1988. — 365 с.
123. *Николаев В.Г.* Палионский бассейн (Строение осадочного чехла и развитие). — М.: Наука, 1986. — 95 с.
124. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 392 с.
125. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. — М.: Недра, 1988. — 491 с.
126. *Николаев Н.И., Наймарк А.А.* Типы геоструктур и типы тектогенеза новейшего этапа развития Земли // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1978. — № 6. — С.3 — 15.
127. *Николаенко Б.А.* Структурный анализ плана гидросети северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. — 1972. — № 1. — С.128 — 139.
128. *Никонев А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры (Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). — М.: Наука, 1977. — 240 с.
129. *Новая глобальная тектоника (тектоника плит): Пер. с англ.* / Под ред. Л.П. Зоненшайна, А.А. Ковалева. — М.: Мир, 1974. — 470 с.
130. *Обручев В.А.* Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1948. — № 5. — С.13 — 24.

131. Охтер К. Тектоника и рельеф. Пер. с англ. — М.: Недра, 1964. — 200 с.
132. Основные проблемы теоретической геоморфологии. — Новосибирск: Наука, 1982. — 200 с.
133. Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. — М.: Недра, 1963. — 230 с.
134. Палиенко В.П. Про застосування геолого-геоморфологічних методів при вивченні рельєфу земної кори в Передкарпатті // Фіз.географія та геоморфологія. — 1972. — Вип.7. — С.69 — 74.
135. Палиенко В.П. Про особливості розвитку морфоструктур Предкарпаття у четвертинному часі // Фіз.географія та геоморфологія. — 1973. — Вип.9. — С.116 — 122.
136. Палиенко В.П. Рациональные комплексы методов морфоструктурного анализа локальных структур Западно-Украинской нефтегазоносной области // Физ.география и геоморфология. — 1982. — Вып.27. — С.94 — 101.
137. Палиенко В.П. Неотектоника и гляциорельеф Волинского Полесья // Тектоника и стратиграфия. — 1982. — № 23. — С.33 — 39.
138. Палиенко В.П. Особенности неотектоники и денудационного морфогенеза в Бориславско-Покутской зоне Предкарпатского краевого прогиба // Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. — Ташкент: Мингео УзССР, 1983. — С.93 — 104.
139. Палиенко В.П. Морфоструктурные условия гляциоморфогенеза на Украине // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины / Под ред. Е.Ф. Шнюкова. — Киев: Наук.думка, 1987. — С.143 — 148.
140. Палиенко В.П. Карта неотектоники юго-запада УССР // Тектоника нефтегазоносных областей юго-запада СССР / Объяснительная записка к Тектонической карте нефтегазоносных областей юго-запада СССР с использованием материалов космических съемок масштаба 1:500 000 / Под ред. Р.Г. Гарсикого, В.В. Глушко, Н.А. Крылова. — М.: Наука, 1988. — С.39 — 56.
141. Палиенко В.П. Об инверсиях неоген-четвертичных движений земной коры в пределах Украины // Тектоника и стратиграфия. — 1988. — Вып.29. — С.20 — 24.
142. Палиенко В.П. Некоторые общие закономерности неотектоники Украины // Сейсмопрогностические исследования на территории УССР. — Киев: Наук.думка, 1988. — С.96 — 106.
143. Палиенко В.П. Геоморфологический критерий корреляции эндогенных режимов на территории Украины // Проблемы геоморфологической корреляции / Под ред. Д.А. Тимофеева, В.П. Чичагова. — М.: Наука, 1989. — С.96 — 105.
144. Палиенко В.П., Соколовский И.Л. Опыт классификации морфоструктур Украинских Карпат // Физ. география и геоморфология. — 1979. — Вып.21. — С.23 — 31.
145. Палиенко В.П., Соколовский И.Л. О структурной обусловленности рельефа юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Z badań czwartorzędu w Polsce. — 1981. — Т.23. — С.183 — 205.
146. Палиенко В.П., Купраш Р.П., Барцковский Н.Е. и др. Геоморфолого-неотектоническое районирование территории Украины // Палеогеографические и геоморфологические пробл. рационального природопользования. Ч.П. — Киев, 1988. — С. 96 — 133. — (Деп. в ВИНИТИ: № 7664 — 888).
147. Палиенко В.П., Решетняк С.Н. Морфоструктурно-неотектонические исследования при изучении сейсмичности Карпатского геодинамического полигона // Исследования геодинамических процессов и предвестников землетрясений на территории Украины. — Киев: Наук.думка, 1989. — С.72 — 79.
148. Палиенко Э.Т. Поисковая и инженерная геоморфология. — Киев: Вища шк., 1973. — 198 с.
149. Палиенко Э.Т. Корреляция и степень преобразования поверхностей выравнивания Горного и Степного Крыма // Поверхности выравнивания. — Иркутск, 1970. — Вып.2. — С.43 — 44.
150. Пасечный Г.В. Палеогеографическая этапность (на примере неогена Украины): Дис. ... д-ра географ. наук. — Киев, 1986. — 360 с.
151. Пенк В. Морфологический анализ: Пер. с нем. — М.: Географгиз, 1961. — 359 с.
152. Пятровская Т.Ю. Особенности строения рельефа горной области Закарпатья, обусловленные неотектоническими движениями // Вестн. Моск. ун-та. Сер.геол. — 1964. — № 5. — С.28 — 35.
153. Паздняков А.В., Черванев И.Г. Самоорганизация в развитии форм рельефа. — М.: Наука, 1990. — 204 с.
154. Уфимцев Г.Ф., Аляев Г.С., Асеев А.А. и др.; Проблемы методологии / Под ред. Н.А. Логачева, Д.А. Тимофеева, Г.Ф. Уфимцева. — Новосибирск: Наука, 1989. — 129 с.
155. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории) / Под ред. Н.А. Флоренсова, В.А. Николаева. — Новосибирск: Наука, 1982. — 145 с.
156. Проблемы теоретической геоморфологии / Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев, Г.Ф. Уфимцев и др.; Под ред. Н.А. Логачева, Д.А. Тимофеева, Г.Ф. Уфимцева. — М.: Наука, 1988. — 255 с.
157. Проходский С.И. О неотектонической обусловленности форм рельефа // Материалы по изучению четвертичного периода Украины. — Киев: Наук.думка, 1965. — С.200 — 210.
158. Проходский С.И. О геоморфологических циклах развития рельефа // Теоретические и практические вопросы географии. — Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1972. — С.78 — 82.
159. Проходский С.И., Черванев И.Г. К проблеме структурно-геоморфологического и неотектонического изучения равнинных областей Украины // Материалы Харьков. отд-ния Географ. об-ва Украины: Структурная геоморфология и неотектоника Украины. — М.: Недра, 1968. — Вып.6. — С.65 — 72.
160. Пчелинцев В.Ф. Образование Крымских гор. — М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1962. — 137 с.
161. Раскатов Г.И. Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР // Землеведение. Нов.серия. — 1957. — С.40 — 51.

162. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. — М.: Наука, 1977. — С.95 — 112.
163. *Рейснер Г.И., Рейснер М.Г.* Современные эндогенные режимы (на примере Кавказского и Карпатского регионов) // Геотектоника. — 1987. — №4. — С.59 — 74.
164. *Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура)* / Под ред. И.П. Герасимова, Ю.А. Мещерякова. — М.: Наука, 1967. — 332 с.
165. *Ромоданова А.П.* Четвертичные отложения Левобережья Среднего Днепра. — Киев: Наук. думка, 1964. — 456 с.
166. *Рослый И.М.* Неотектонический этап развития рельефа Донецкой возвышенности // Физ. география и геоморфология. — 1975. — Вып. 14. — С.59 — 66.
167. *Рослый И.М., Кошук Ю.А., Палиенко Э.Т. и др.* Геоморфология Украинской ССР / Под общ. ред. И.М. Рослого. — Киев: Вища шк., 1990. — 287 с.
168. *Савричевская Э.А., Селиверстов Ю.П.* Эволюция рельефа и время. — Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1984. — 240 с.
169. *Савриденко В.Г.* Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Панноно-Динарскому региону (критический обзор) // Геотектоника. — 1978. — № 1. — С.94 — 105.
170. *Савицкий И.М.* Основные черты новейшей тектоники северной части Подолья // Материалы по четвертичному периоду Украины. — Киев: Наук. думка, 1974. — С.376 — 386.
171. *Семенов Н.П.* Разломно-блоковая структура зоны сочленения Кировоградско-Новоукраинского гранитоидного массива и Корсунь-Новомиргородского плутона по данным морфоструктурного анализа // Докл. АН УССР. Сер.Б. — 1980. — № 10. — С.26 — 29.
172. *Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. — 250 с.
173. *Соболев Д.Н.* К истории изучения террас Северо-Украинского бассейна // Почвоведение. — 1938. — № 1. — С.3 — 27.
174. *Соболев С.С.* К вопросу о значении эпейрогенических движений в формировании современного рельефа Украинской ССР // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. — 1937. — № 4. — С.549 — 564.
175. *Соколовский И.Л.* Об унаследованности современными движениями земной коры более древних движений на территории УССР // Современные движения земной коры. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — С.334 — 338.
176. *Соколовский И.Л.* Закономерности развития рельефа Украины. — Киев: Наук. думка, 1973. — 215 с.
177. *Соколовский И.Л., Волков Н.Г.* Методика поэтапного изучения геотектоники. — Киев: Наук. думка, 1965. — 134 с.
178. *Соколовский И.Л., Волков Н.Г., Палиенко В.П.* Роль современных движений земной коры в формировании рельефа УССР // Современные движения земной коры. — Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1973. — С.505 — 509.
179. *Соколовский И.Л., Волков Н.Г., Палиенко В.П.* Структурно-геоморфологические исследования в нефтегазоносных областях // Материалы 23-го междунар. географ. конгр. — М., 1976. — С.96 — 99.
180. *Соколовский И.Л., Волков Н.Г., Купраш Р.П. и др.* Геоморфология Украины // Геоморфологическое картирование 1972 — 1976: Материалы 11-го очередного заседания комиссии геоморфологического исследования и картирования МГС. — Ерно, 1976. — С.157 — 176.
181. *Сологуб В.Б., Чекунов А.В.* Литосфера юга европейской части СССР // Динамика и эволюция литосферы. — М.: Наука, 1986. — С.115 — 128.
182. *Сомов В.И., Рахимова И.Ш.* Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. — Киев: Наук. думка, 1983. — 114 с.
183. *Спиридонов А.И.* Геоморфология европейской части СССР. — М.: Высш. шк., 1978. — 335 с.
184. *Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом I.* — М.: Недра, 1966. — 420 с.
185. *Стратиграфия УССР.* — Киев: Наук. думка, 1975. — Т.10.: Неоген. — 267 с.; Т.11.: Антропоген. — 1969. — 325 с.
186. *Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная)* / Д.Е. Макаренко, В.А. Зелинская, Б.Ф. Зернецкий и др. — Киев: Наук. думка, 1987. — 116 с.
187. *Субботин С.И.* Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. — Киев: Изд-во АН УССР, 1955. — 158 с.
188. *Тектоника Украины* / Под ред. С.С. Круглова, А.К. Цыпка // Труды УкрНИГРИ. — 1988. — Вып. 36. — 253 с.
189. *Тектоника нефтегазоносных областей юго-запада СССР (Объяснительная записка к тектонической карте нефтегазоносных областей юго-запада СССР с использованием материалов космических съемок масштаба 1:500 000)* / Р.Г. Гарецкий, В.В. Глушко, Н.А. Крылов и др. — М.: Наука, 1988. — 85 с.
190. *Тимофеев Д.А.* Морфоструктуры, морфоскульптуры, рельеф и стадии их развития // Исследования взаимодействия факторов рельефообразования. — Владивосток: Тр. Ин-та географии ДВНЦ АН СССР. — 1977. — С.7 — 21.
191. *Тимофеев Д.А.* Поверхности выравнивания суши. — М.: Наука, 1979. — 270 с.
192. *Трифонов В.Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. — 1987. — № 1. — С.25 — 38.
193. *Трифонов В.Г.* Неотектоника и актуализм // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. — М.: Наука, 1990. — С.3 — 16.
194. *Уфимцев Г.Ф.* Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР). — Новосибирск: Наука, 1984. — 113 с.
195. *Флоренсов Н.А.* Рельеф и неотектоника: Изб. тр. — М.: Наука, 1989. — 272 с.

196. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. — М.: Недра, 1984. — 394 с.
197. Хаин В.Е. Мегарельеф Земли и тектоника литосферных плит // Геоморфология. — 1989. — № 3. — С.3 — 15.
198. Цысь П.Н. Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат // Материалы совещ. по изучению четвертичного периода. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — Т.2. — С.335 — 341.
199. Цысь П.М. Геоморфология УССР. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1962. — 223 с.
200. Чебаненко И.И. Разломная тектоника Украины. — Киев: Наук. думка, 1966. — 178 с.
201. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры (на примере Украины). — Киев: Наук. думка, 1977. — 84 с.
202. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1986. — 313 с.
203. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. — Киев: Наук. думка, 1972. — 173 с.
204. Чекунов А.В. Эволюция тектоносферы юго-восточной Европы // Тектоносфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1989. — С.4 — 17.
205. Чекунов А.В., Салюгов В.В. Аккреция континентальной коры Юго-Восточной Европы // Тектонические процессы: Докл. совещ. геологов на 28-й сесс. Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, 1989). — М.: Наука, 1989. — С.55 — 56.
206. Черваница И.Г. Основные этапы формирования рельефа северной Волино-Подоллии // Материалы по четвертичному периоду Украины (к 9-му Конгр. INQA). — Киев: Наук. думка, 1974. — С.386 — 398.
207. Чугунов Ю.Г., Матюков А.В. О геологической деятельности и динамике развития днепровского ледникового потока // Геол. журн. — 1988. — № 1. — С.99 — 108.
208. Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). — Л.: Недра, 1972. — 272 с.
209. Щукин И.С. О некоторых космических и планетарных факторах рельефообразования Земли // Проблемы планетарной географии. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. — С.66 — 80.
210. Эпохи региональных континентальных перерывов (Объяснительная записка к Палеогеоморфологическому атласу СССР) / Под ред. С.К. Горелова, Б.Н. Леонова. — Л.: 1982. — 199 с.
211. Adamcourt A. Analiz profilu podluznych Dniestru i jego lewych dopływów // Księga pami 12 Zjazdu lek. Frysz. — Warszawa, 1926. — S. 115 — 116.
212. Czerwinski J. Z fizjografii Pokucie // Pr. geogr. — 1931. — T.12. — S. 5 — 32.
213. Jahn A. Proba wyjasnienia kilku form w zachodniej czesci polnocnej Krawedzi Podola // Kosmos. — 1935. — T.61. — S.103 — 107.
214. Jahn A. Morfogeneza i wiek polnocnej krawedzi Podola w dorzeczu Ikwy // Wykaz prac matem.-przr. w Polsce w latach 1936 — 1945. — Krakow, 1947. — S. 167.
215. Klimaszewski M. Rozwoj geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzadowym // Przegl. Geogr. — 1958. — 30, N1. — S. 3 — 43.
216. Klimaszewski M. Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich // Wlad. geogr. — 1934. — N12. — S. 41 — 43.
217. Lindner L., Maruszczak H., Palienko V., Wojtanowicz J. Extent and Chronology of Stadiial Advances of Saalian I Ice Sheet between the Odra and Dnieper Rivers // Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. — 1991. — Vol. XLXI, 8. — Sectio B. — S. 139 — 153.
218. Lozinski W. Wplywy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych // Kosmos. — 1921. — T.46. — Z. 2 — 3. — S. 525 — 537.
219. Malicki A. Z morfologii Nadbuza Grzedowego // Kosmos. — 1936. — T. 61. — S.71 — 80.
220. Romer E. Proba morfometrycznej analizy grzbietow Karpat wshodnich // Kosmos. — 1990. — T.34. — Z. 7 — 9. — S. 678 — 693.
221. Rukle E. Utwory lodowcowe zachodniej czesci Polesia Wolynskiego // Kosmos. — 1937. — T.52. — Z. 1 — 11. — S. 81 — 109.
222. Sokolovsky I.I., Palienko V.P., Shvydky Y.N. Neotectonic movement in the light of the river terrace studies in the Forecarpathians and Intracarpathians // Studia geomorphologica Carpatho-Balkanica. — 1974. — Vol.8. — P. 15 — 26.
223. Starkel L. Odbicie struktury geologicznej w rzezbie Polskich Karpat fliszowych // Studia geomorphologica Carpatho-Balkanica. — 1969. — Vol. 3. — S. 61 — 72.
224. Swiderski B. O mlodych ruchach tectonicznych, erozji i denudacji Karpat // Roczn. Polak. Tow. Geol. — 1932. — T. 8. — Z. 1. — S. 239 — 265.
225. Teisseyre H. Powierzchnia czystowa Karpat // Prace geogr. — 1928. — T. 10. — S. 67 — 102.
226. Teisseyre W. Studium profilow podluznych rzek wshodnio-Karpackich // Roczn. Polak. Tow. Geol. — 1938. — 14. — S. 81 — 112.
227. Teisseyre W. Stopien nachylenia epirogenetycznego przedgorza Karpat i znaczenie tego zjawiska dla pozukiwania ropy // Contr. mond. petrole Paris. — 1937. — S. 555 — 558.
228. Tolwinski K. Karpaty Pokucie // Acta geol. Pol. — 1950. — Z.3. — S. 159 — 255.
229. Zych S. Trzescenia ziemi w Polsce // Cras. geogr. — 1931. — 9. — S. 218 — 221.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Общие принципы исследования эндодинамических условий геоморфогенеза	4
Краткие сведения о рельефе и рельефообразующих отложениях	7
Основные черты глубинного геологического строения и главнейшие структурные элементы	9
Методы и методические приемы изучения неотектонических условий рельефообразования	11
Региональные закономерности новейшей эндодинамики и геоморфогенеза	17
Главнейшие морфоструктурные особенности	18
Неотектонические рельефообразующие режимы и обстановки	20
Новейшая эндодинамика и геоморфогенез равнинно-платформенных морфоструктур	25
Зона преимущественно одноподнятых неотектонических движений земной коры	25
Подзона устойчивых активных поднятий	26
Подзона неустойчивых умеренных и слабых поднятий	31
Зона колебательных (знакопеременных) неотектонических движений земной коры	38
Подзона сильно контрастных движений	38
Подзона умеренных и слабоконтрастных движений	52
Новейшая эндодинамика и геоморфогенез орогенных морфоструктур	58
Сводное глыбово-складчато-покровное горное сооружение Восточных Карпат	58
Сводное моноклинально-глыбовое сооружение Крымских гор	71
Общие закономерности новейшей эндодинамики и геоморфогенеза	75
Этапность новейшей эндодинамики и геоморфогенеза	75
Равнинно-платформенный подэтап	77
Среднерельефный подэтап	80
Позднеокеанский подэтап	85
Геоморфологические критерии корреляции эндогенных обстановок и экзогенных морфоструктурных ряды	97
Морфоструктурный и неотектонический анализ территории в целях рационального природопользования	103
Заключение	107
Список литературы	109

Научное издание

Академия наук Украины
Институт географии

Палиєнко Валентина Петрівна

НОВІТНЯ ГЕОДИНАМІКА ТА ЇЇ ВІДОБРАЖЕННЯ У РЕЛЬЄФІ УКРАЇНИ

Київ, видавництво «Наукова думка»

(Російськомовне видання)

Художнє оформлення О.Я. Вишневського

План. до друку 06.05.92. Формат 70 × 108/16. Папір офс. № 2. Гарн. Тип. Таймс. Офс. друк.
Ум.-друк. арк. 10,15. Ум. фарбо-цвб. 10,58. Обл.-шк. арк. 11,51. Тираж 400 пр. Зам. 2-8120.

Оригінал-макет підготовлено у видавництві «Наукова думка».
252601 Київ 4, вул. Терещенківська, 3.

РОВО «Укравузполіграф». 252151, Київ, вул. Волинська, 60.