

551.24

159

И. Л. СОКОЛОВСКИЙ, Н. Г. ВОЛКОВ

МЕТОДИКА ПОЭТАПНОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ

«Наукова думка»

И. Л. СОКОЛОВСКИЙ, Н. Г. ВОЛКОВ

МЕТОДИКА ПОЭТАПНОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТониКИ

(НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДА РУССКОЙ
ПЛАТФОРМЫ)

К VI конгрессу
Международной ассоциации
по изучению четвертичного периода
(INQUA)

КИЕВ



1985

На примере юго-запада Русской платформы впервые поэтапно изучаются неотектонические движения земной коры.

Особое место уделено методике количественного анализа неотектонических движений. Предлагаются новые методические приемы выявления молодых движений земной коры. Авторы приходят к выводу, что неотектонические движения и создаваемые ими структуры тесно связаны с более древними структурами.

Выполненные исследования имеют практическое значение. Работа иллюстрируется большим количеством карт, схем и профилей. Рассчитана на широкий круг геологов.

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук И. И. Чебаненко

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние годы во всем мире, и особенно в Советском Союзе, все более широко развиваются неотектонические исследования, основной задачей которых является выявление и всестороннее изучение неоген-четвертичных (послеальпийских) движений земной коры и создаваемых этими движениями структур, а также установление влияния неотектонических движений на формирование основных черт современного рельефа.

Распространение неотектонических исследований объясняется их большим научным и практическим значением. Эти исследования способствуют наиболее правильному пониманию истории земной коры, что обосновывается возможностью применения полученных данных для анализа условий образования структур, сформировавшихся на более ранних этапах развития Земли; они необходимы для восстановления условий рельефообразования и осадконакопления, имеют большое значение при решении многих задач геофизики, гидрологии, гидрогеологии, климатологии и многих других наук.

Результаты неотектонических исследований все более широко применяются в практической деятельности — для установления последних этапов развития локальных структур, перспективных с точки зрения ряда важных полезных ископаемых, в частности нефтегазоносных структур; для выявления закономерностей формирования россыпных месторождений; при проведении геодезических работ высокого класса точности; при составлении проектов крупных сооружений и др.

В настоящей работе рассматриваются существующие методы изучения неотектонических движений, излагаются новые методы, предлагаемые авторами; приводится обобщение и новая интерпретация материалов по неотектонике платформенной части СССР; авторы особое внимание уделяли количественной характеристике неотектонических движений и их изменчивости во времени и пространстве.

Кроме материалов собственных исследований, авторы использовали данные литературных источников и фондовые материалы. Авторы горячо признательны специалистам, поделившимся с ними результатами своих исследований, — П. Ф. Гожику, А. А. Гойжевскому, А. В. Друмя, К. М. Заруцкому, В. А. Зелинской, Г. И. Молявко, А. П. Ромодановой, В. С. Сасиновичу, Е. А. Сорочан, М. В. Чирвинской, Ю. Г. Чугунному, В. Н. Шелкоплясу и др.; В. Г. Бондарчуку, П. К. Заморию, Ю. А. Мещерякову за ценные советы и замечания; рецензентам А. М. Мариничу и В. С. Сасиновичу, а также И. И. Чебаненко, взявшему на себя труд по редактированию этой работы.

Раздел об истории изучения неотектонических движений написан И. Л. Соколовским и Н. Г. Волковым; разделы, посвященные методике и результатам изучения голоценовых движений, — Н. Г. Волковым; остальная часть монографии написана И. Л. Соколовским. В составлении карт, профилей, таблиц, списка литературы приняли большое участие сотрудники отдела новейших движений земной коры Института геологических наук АН СССР А. А. Нестеренко, В. П. Палиенко, А. Н. Сукачев, Л. Е. Чеботарева.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Выявление признаков молодых и современных движений земной коры, изучение структур, образовавшихся в результате проявления этих движений, и установление влияния неотектонических движений на формирование современного рельефа привлекало внимание еще первых исследователей геологического строения и рельефа юго-запада Европейской части СССР задолго до того, как в 1948 г. акад. В. А. Обручевым был предложен термин «неотектоника».

Всю историю изучения неотектоники УССР можно разделить на два принципиально различающихся между собой этапа — дореволюционный и послереволюционный. Для первого этапа характерны работы общего плана, авторы которых на основании широких исследований приходят к констатации неотектонических движений и к оценке их значения для создания современной структуры и рельефа. Во втором этапе происходит активное накопление фактического материала для качественной, а затем и количественной характеристики неотектонических движений и создаваемых этими движениями структур.

I ЭТАП ИССЛЕДОВАНИЙ (ДО 1917 г.)

Первое определенное высказывание о влиянии молодых тектонических движений земной коры на рельеф принадлежит великому русскому ученому М. В. Ломоносову (1763), который писал о рельефообразующем значении «трясений земли». Под этим термином он понимал как резкие толчки землетрясений, так и эпейрогенические движения, «нечувствительные и долговременные земной поверхности понижения и повышения». Эти мысли Ломоносова получили дальнейшее развитие в работах многих русских геологов конца XVIII и начала XIX вв., однако в связи с недостаточной геологической изученностью они не могли быть в должной мере обоснованы фактическим материалом.

С середины XIX в. у исследователей Русской равнины возникает интерес к установлению способа образования речных долин и их возрасту, в связи с этим выясняется и роль неотектонических движений в формировании современного рельефа. Ле-Пле (1854) связывал параллельность долин Днепра, Сев. Донца и Дона с тектоническими разломами, возникшими в результате одинаково развивающихся тектонических движений; Г. П. Гельмерсен (1865) предполагал одно, очевидно одновременное, поднятие для всей России; И. А. Головкинский (1865) считал, что наличие нескольких речных террас свидетельствует о неоднократных молодых движениях земной коры.

Значительно более сложным путем к выводу о многократном чередовании медленных поднятий и опусканий земной коры, подобных совершающимся и теперь, пришли И. Ф. Леваковский (1869, 1871) и К. М. Феофилактов (1875).

В. В. Докучаев (1878) отметил недостаточную доказанность выводов о многократности колебательных движений и указал на ошибоч-

ность представлений об образовании речных долин в результате пресноводных трансгрессий, пользовавшихся широким признанием до возникновения теории материкового оледенения. Сам Докучаев считал бесспорным наличие признаков колебательных движений Причерноморья и Приазовья в четвертичный период, но не распространял этот вывод на центральную часть Европейской России.

Одним из основоположников научных представлений о геологической структуре Европейской части СССР, в том числе и о роли в ее формировании наиболее молодых неоген-четвертичных движений земной коры, был А. П. Карпинский. Еще в 1887 г. он писал, что образование Кавказских и Крымских гор «отчасти продолжается и в настоящее время». Несколько позже, в 1894 г., он развивал представления о том, что в пределах Европейской России происходили колебательные движения земной коры, о чем можно судить на основании перемещения береговых линий эпиконтинентальных бассейнов.

Очень важны для современных исследований представления Карпинского об унаследованности новейшими движениями более древних и о развитии новейших движений в рамках структур разного масштаба.

Большинство геологов, работавших в конце XIX и в начале XX в., указывали на значительную роль неотектонических движений в формировании структуры и рельефа отдельных частей описываемой территории (В. Д. Ласкарев, Н. И. Андрусов, И. Ф. Синцов и др.).

II ЭТАП ИССЛЕДОВАНИЙ (ПОСЛЕ 1917 г.)

Почти все специалисты, изучавшие геологическое строение и геоморфологию Украины, признавали значение неотектонических движений и указывали на их разнообразные проявления. В связи с этим следует остановиться преимущественно на исследованиях, в которых неотектонические движения являются специальным объектом изучения.

А. Д. Архангельский в своих более ранних работах (1923 и др.) считал климатические изменения основной причиной перемещений береговых линий четвертичных бассейнов. Позже, в 1927 г., он уже признавал небольшие периодические опускания и поднятия в окружающих Черное море с севера и северо-запада участках суши. В совместной с Н. М. Страховым работе (1932) он большее значение придавал неогеновым и четвертичным движениям земной коры, в результате которых южная окраина Русской платформы, занятая северо-западным заливом Черного моря и Азовским морем, то опускалась ниже уровня моря, то становилась сушей; в настоящее время здесь происходит опускание суши и трансгрессия моря.

Анализ четвертичной истории Черного моря привел Архангельского к выводу о том, что периодические опреснения и осолонения Черного моря связаны с периодическими поднятиями и опусканиями суши, т. е. обусловлены тектоническими причинами.

В докладе на XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве А. Д. Архангельский высказывается еще более определенно: «Чрезвычайно характерно и важно то обстоятельство, что молодые движения... не приурочиваются только к третичной геосинклинальной области, но распространяются далеко за ее пределы, коренным образом изменяя рельеф поверхности древних платформенных массивов».

Большое значение изучению новейших движений придавал Б. Л. Личков (1927, 1932, 1934, 1944 и др.), развивавший идеи влияния на неотектонику ледниковых нагрузок и разгрузок. По его представлениям, к стыку зон погружений и поднятий приурочены участки расширения речных долин, обусловленные подпруживанием рек наступающим с севера ледником, иногда достигающие огромных размеров (расшире-

ния долин Днепра и Припяти), и дислокации, в том числе дислокации района Канева. Современное опускание северного побережья Черного моря, вызвавшее затопление долин и образование лиманов, началось только после отложения лессовых толщ, когда прекратились компенсационные поднятия. Следует отметить последовательность Личкова в выделении в долине Днепра трех террас, выраженных в рельефе, и отказ от выделения террас по принципу ярусности лессовой толщи.

По мнению Личкова, в долине Днепра первоначальное поднятие в начале четвертичного периода сменилось в связи с развитием оледенения опусканием, вследствие чего произошло наложение рисской террасы на миндельскую; только после отступления днепровского ледника произошло поднятие и прислонение вюрмской террасы к рисской. Личков считал неправильным разделение террас, образовавшихся в результате климатических колебаний и тектонических движений, так как эпейрогенические движения связаны с климатическими изменениями. Как и многие другие исследователи Днепровско-Донецкой впадины он считал доказанным факт перемещения оси прогиба этой впадины в юго-западном направлении, однако связывал его не с тектоникой, а с подмывом правого берега пра-Днепром, существовавшим во время континентальных перерывов.

На карте эпейрогенических движений Европейской части СССР (1934) Б. Л. Личков относит область в пределах границы днепровского оледенения к зоне полесий, переживавших опускания, Причерноморскую низменность — к зоне шельфового опускания, остальную часть территории Украины — к зоне замедленных поднятий ледниковой эпохи.

В 1944 г. Личков составил новую карту четвертичных движений, на которой выделил ряд субширотных краевых поднятий.

Г. Ф. Мирчинк (1923—1925, 1933, 1936 и др.) выступил против преувеличения роли изостатических движений. Он считал, что в четвертичном периоде продолжались начавшиеся ранее тектонические движения и изостатическая нагрузка ледников материковых оледенений только изменила их интенсивность. Украинский кристаллический щит во время оледенения продолжал подниматься; Полесье и юго-западная часть Днепровско-Донецкой впадины опускались и после стаивания ледника максимального оледенения, в результате чего рисские водно-ледниковые отложения наложились на миндельский аллювий. Не прекратилось в четвертичное время и смещение оси Днепровско-Донецкой впадины в юго-западном направлении. На контактах зон опусканий и поднятий проявляются дифференцированные движения, вызвавшие возникновение ряда горстов, грабенных и флексурообразных перегибов слоев. Образовавшиеся поднятия были смяты краем ледника (районы Канева, Пивихи), а грабены заполнились мощной толщей осадков. Четвертичные нарушения известны в среднем течении Днестра, где сильно приподнята верхняя терраса, покрытая карпатским гравием; в среднем течении Горыни, где в результате поднятий произошло врезание и вложение нижних трех террас в аллювиальную равнину четвертой террасы, генетически связанную с подольским Полесьем. Имеющиеся факты позволяют выделить самостоятельные миндель-рисскую и более слабо проявившуюся верхнечетвертичную тектонические фазы. Амплитуда послеминдель-рисских поднятий Украинского кристаллического щита составляет не менее 70 м.

На карте распределения эпейрогенических колебаний четвертичного периода Европейской части СССР Г. Ф. Мирчинк (1936) указывает на преобладание поднятий в пределах Украинского кристаллического щита и Донбасса и опусканий на левобережье Днепра, в верховьях Припяти и на Сивашах.

И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939а, б; 1946а, б и др.) исходят из признания тектонически однородной дифференцированно поднимаю-

щейся Восточно-Европейской платформы, где влияние ледниковых нагрузок свелось к замедлению поднятий. Они связывали аккумуляцию в Полесье и на Среднем Днепре с долинно-зандровым их происхождением, т. е. с накоплением водно-ледниковых наносов в депрессиях древне-эрозионного происхождения, обладающих затрудненным оттоком, а не с опусканием. По их мнению, внутренние депрессии Восточно-Европейской равнины в целом характеризовались двумя признаками: 1) будучи в основном эрозионными, они в течение четвертичного периода испытывали тот же общий подъем, что и соседние возвышенные районы; 2) заполнившись в эпоху максимального оледенения льдами, а позднее толщей флювиогляциальных отложений, они в эпоху оледенения характеризовались временным замедлением в поднятии. В отличие от Полесья и Среднеднепровской низменности Причерноморская низменность в четвертичный период погружалась.

Д. Н. Соболев (1928а, б; 1938, 1946 и др.) считал колебательные движения и оледенения основными факторами рельефообразования. По его представлениям, преобладали неравномерные поднятия, более интенсивные в конце доледниковой и межледниковой эпох, они вызывали оледенение и усиленную эрозию, а во время опусканий происходило таяние льдов и аккумуляция. По Соболеву, размыв у с. Озерище на глубину до 75 м указывает на молодые опускания выше днепровских порогов и на стабильность щита. Интересны соображения Соболева о наличии следов двух эрозионных циклов, связанных с третьей (рисс-вюрмской) и первой надпойменной (вюрмской) террасами. Происходящее в настоящее время поднятие уровня Черного моря еще не сказалось на уменьшении эрозионной активности оврагов.

Заслуживают внимания выводы Соболева об отсутствии опускания Полесья — пониженная поверхность объясняется редукцией ряда толщ.

Д. Н. Соболев резко критиковал В. В. Ризниченко и других за попытку объяснить неотектоникой различия высотного положения террас, которые считались одновозрастными на основании одинаковой ярусности их лессовой толщи.

С. С. Соболеву (1936, 1937а, б; 1939, 1940, 1948) принадлежит заслуга составления первых карт глубин базисов эрозии и их неотектонического анализа. Он сформулировал мысль о возможности оценки эпейрогенических движений на основании сопоставления высот террас и изучения глубин эрозионного вреза одновозрастной гидрологической сети. Соболев установил значительный размах четвертичных движений — на Донбассе поднятия достигали 170—190 м, на кристаллическом щите — 100—110 м. Эпейрогенические движения создали современную орографию и определили направление и интенсивность экзогенных процессов: в областях поднятий преобладает деструктивный рельеф, в областях опусканий — аккумулятивный (левобережье Нижнего Днепра). Левобережье Среднего Днепра и Полесье отнесены им к областям с переменным тектоническим режимом.

Поднятия и опускания различаются также по мощности и ярусности лессовой толщи: на поднятиях мощность лессов и количество их ярусов меньше, чем в районах опусканий.

По мнению Соболева, характер изобат на карте глубины эрозии указывает на горстовый тип Приднестровского и Придонецкого районов максимальных поднятий и сводовый тип поднятий между Киевом и Запорожьем (максимальное у Кременчуга 130 м) и в Ворскло-Сульском районе. Изобата 25 м ограничивает район опусканий — она отвечает глубине первого вреза, который был на всей территории примерно одинаковым — верхняя терраса ниже водоразделов на 20—30 м. Современное поднятие среднего Приднестровья в два раза интенсивнее, чем в долине Сев. Донца против г. Змиева или в области левобережья Среднего Днепра.

В. В. Ризниченко (1929) также придавал большое значение тектонике в формировании рельефа Украины, но будучи последователем широкого применения палеопедологического метода в стратиграфии лессовых толщ и выделяя речные террасы не по наличию геоморфологических уровней, а на основании ярусности лессовых пород, залегающих на террасах, вынужден был писать о полном, в некоторых случаях, несоответствии стратиграфических террасовых ступеней высотным.

Ризниченко в образовании Каневских дислокаций видел только тектонический фактор и отбрасывал гляциотектонические представления Б. Л. Личкова и Д. Н. Соболева. По Ризниченко, Днепровско-Донецкая впадина является зоной медленного опускания, накопления осадков, потенциальной энергии складкообразования, в которой тангенциальные напряжения разряжались путем образования локальных структур в средней части впадины и более заметных дислокаций на краях впадины, по соседству с жесткой массой кристаллического щита. Развитие оледенений активизировало движения земной коры и этим повлияло на разрядку тектонических напряжений.

В. В. Ризниченко считал, что прорыв Днепра через кристаллический щит произошел после максимального оледенения в несколько этапов, которые зафиксированы в тектонических уступах, разбивших однолессовую террасу.

Р. Р. Выржиковский (1926, 1928, 1936а, б) отмечал значительный масштаб четвертичной тектоники и указывал на многие районы четвертичных дислокаций. По его представлениям, регрессия среднесарматского моря была связана с образованием Черноморского грабена. Украинский кристаллический щит переживал горизонтальные смещения и подвергался дифференцированным вертикальным движениям. Подольское Приднестровье, как и другие районы щита, испытывают поднятие, о чем свидетельствуют свежесть речных размывов и наличие порогов на реках украинского Причерноморья и Приазовья. Отмечается одновременность этого поднятия с опусканием Черноморского грабена и Причерноморья.

В подольском Приднестровье еще в 1923 г. Выржиковский установил шесть террас, что свидетельствует о длительном прерывистом поднятии. В южном направлении уменьшаются высоты террас и их количество, что указывает на уменьшение амплитуд поднятий и на смену поднятий опусканиями. В результате опусканий образовался Днестровский лиман, произошло погружение ниже уровня моря верхнего горизонта лесса и песчано-гравийного аллювия (в районе Шаболатского озера аллювий встречен на отметке —29,9 м), под морскими отложениями кос залегают черные лиманные илы, в плавнях у вершины Акембетского лимана залегают на глубине 3 м слои свежего торфа и др. В современную эпоху опускание Причерноморья проходит неравномерно и значительно менее интенсивно, о чем свидетельствует уменьшение размеров лиманов и выдвигание дельты Дуная (остатки заливов его лимана сохранились в виде озер — Ялпуха, Кагула и др.).

Л. Г. Каманин (1928) считал, что в результате молодых опусканий Причерноморья на Нижнем Днепре наблюдается только одна терраса — вторая надпойменная (рисская), тогда как нижняя терраса (вюрмская), установленная для большинства речных долин юга Европейской части СССР, здесь погружена ниже уровня реки.

В. И. Луцицкий (1930) указывает на тектоническую активность в послетретичное время ряда разломов Украинского кристаллического щита, что обуславливает приуроченность к этим разломам многих речных долин.

О. К. Каптаренко (1931) установила перемещение русла Ю. Буга и увеличение мощности аллювия на отдельных участках, в том числе и тех, которые не связаны с современным рельефом, на основании чего

сделала вывод о проявлении во второй половине ледникового периода медленных движений, во время которых Ю. Буг постепенно изменял течение и оставил после себя старицы.

В. Г. Бондарчук (1935а, б; 1937а, б; 1938, 1939, 1947, 1955, 1959а, б, в; 1961а, б, в; 1962а, б; 1963) еще в 1938 г. сформулировал вывод о том, что развитие современной поверхности юга СССР является результатом колебательных движений, смещения в связи с этим базиса эрозии и воздействия на процесс моделировки поверхности продвигавшихся с севера ледниковых масс. Формирование современного рельефа относится, по его мнению, к эпохе после отложения красно-бурых глин, в начале которой уровень Черного моря был на 100 м ниже современного.

В 1947 г. Бондарчук еще более резко подчеркивает значение неотектоники, развивает взгляды о единстве формы поверхности и структуры земной коры и указывает, что динамика равнин прослеживается по геоморфологическим уровням, которые расположены в возрастном порядке — уровни, сложенные более древними отложениями, залегают гипсометрически выше. На Русской платформе неотектонические нарушения распространены незначительно. Наблюдающиеся здесь пологие складки образовались в процессе колебательных движений, вызывавших трансгрессию и регрессию неогеновых морей и сложную фациальную изменчивость отлагавшихся в этих морях пород.

В четвертичном периоде происходили незначительные колебательные движения. Они обусловили перемещение береговой линии Черного моря и существовавших на его месте бассейнов — уровень чаудинского бассейна был на 50 м выше современного. Последующие поднятия вызвали опускание уровня моря на 80—100 м ниже современного и врезание речных долин, совпавшее с наступлением рисского ледника. Эвксинский бассейн имел уровень на 30 м выше современного, что связано не только с опусканием суши, но и с поступлением в море талых вод ледника. Перед карангатским временем произошло новое поднятие, совпавшее с новым наступлением ледника. В полесскую ледниковую эпоху, отвечающую карангатскому времени, уровень моря снова поднимается, как и в днепровскую (рисскую) эпоху. В настоящее время побережье Черного моря опускается, и море наступает на сушу.

Таким образом, устанавливается закономерная зависимость между оледенениями, колебательными движениями и эвстатическими изменениями уровня Черного моря.

Анализ геоморфологии Днепровско-Донецкой впадины позволил В. Г. Бондарчуку еще в 1937 г. одному из первых обратить внимание на наличие в рельефе признаков роста локальных структур, что послужило основанием для развития геоморфологических методов поисков нефтеносных структур.

Бондарчук в 1936 г. указывал на отсутствие доказательств опускания Полесья — в долине Нижней Припяти не уменьшается количество террас по сравнению с Верхним Днестром.

В некоторых работах В. Г. Бондарчук касается строения Каневского района, где им установлены гляциотектонические нарушения антиклинальных некомпетентных складок.

В 1959—1962 гг. были опубликованы статьи В. Г. Бондарчука, П. К. Замория и И. Л. Соколовского, в которых характеризуется неотектоника УССР и прилагаются карты в изобатах. Настоящая монография развивает положения, изложенные в этих статьях.

Л. Г. Лунгерсгаузен (1935, 1941) в своих трудах неоднократно затрагивал проблемы неотектонических движений территории УССР; до сих пор сохраняют актуальность его работы по изучению террас Днестра и балтских отложений.

Н. И. Дмитриев (1936, 1937, 1952 и др.) разделял точку зрения Б. Л. Личкова о ведущей роли ледниковых нагрузок и разгрузок. Большой интерес представляют собранные им в многочисленных статьях материалы о строении речных долин Украины.

Д. К. Биленко (1939, 1941 и др.) развивал представления о неогеновых террасах и смещении оси Днепровско-Донецкой впадины. Он считал, что преобладание опусканий в долине Днепра вызвало наложение террас; преобладание поднятий в центральной части впадины явилось причиной вложения террас левобережных притоков Днепра. Значительный интерес представляют собранные Биленко данные о влиянии развития локальных структур Днепровско-Донецкой впадины на ее рельеф.

Г. И. Моляко, М. И. Пухтинский и А. Д. Сергеев (1941) установили, что на левобережье Днепра между селами Бабино и Западными Каирами наблюдаются признаки поднятий: наличие эрозионных и отсутствие аккумулятивных террас, интенсивное развитие эрозионных процессов, сужение долины Днепра. Неогеновые отложения здесь смяты в пологие складки широтного простирания, что прослеживается по изменяющейся высоте кровли среднего сармата.

Указанные авторы делают вывод о том, что долина Днепра между селами Васильевкой и Бабино приурочена к депрессии, с чем связано образование широких плавней. Ниже Бабино поднятие привело к подпору реки. Северный край нарушенной зоны прослеживается у с. Шестерни на Ингульце (Алексеев, 1934) и, вероятно, южнее Васильевки (с чем связан поворот Днепра у Васильевки на запад). Южная граница проводится южнее с. Тамбовки (возле г. Мелитополя), где неоген имеет аномальный уклон, и через с. Березнеговатую на р. Висуни (Лапчик, 1936).

А. Н. Вознесенский (1958 и др.) большое внимание уделял изучению геоморфологии Днепровско-Донецкой впадины. Он выделил целую серию поверхностей выравнивания Донецкого края, одним из первых сопоставил кривые энергии рельефа с кривыми изменений силы тяжести.

П. К. Заморий (1946а, б; 1948а, б; 1949, 1950а; 1954, 1955, 1958, 1961а, б) на основании обобщения литературных данных и материалов собственных многолетних исследований опубликовал ряд работ, в которых стремился воссоздать общую картину развития неотектонических движений на территории УССР. Особый интерес представляют собранные им материалы о дифференцированных движениях северного побережья Черного и Азовского морей.

Заморий приходит к выводу, что эпейрогенические движения образовали в основном орографию страны и определили направление и интенсивность процессов аккумуляции и денудации. Амплитуда поднятий и опусканий за четвертичный период достигает 400 м. Максимальные поднятия Донбасса, кристаллического щита и Подолы происходили на границе плиоцена и четвертичного периода. В миндель-рисскую эпоху произошли значительные тектонические нарушения. Более поздние движения прослеживаются в Причерноморье.

Синтезом неотектонических представлений Замория является составленная им «Схематическая карта движений земной коры Украинской ССР и Молдавской ССР во время четвертичного периода» (1950, 1954), на которой выделяются области поднятий и опусканий. К области интенсивных поднятий отнесены Карпаты, западная часть Подольской возвышенности и Донбасс; к области с преобладанием поднятий — Правобережная и Приазовская возвышенности; к области с тенденцией к поднятию — Прикарпатье, Волынская и Бессарабская возвышенности, междуречье Днестр — Ю. Буг, юго-западные склоны Средне-Русской возвышенности; к области относительной стабилизации с незначительной тенденцией к поднятию — северо-восточный склон Приднепровской возвышенности; к области интенсивных опусканий — Причерноморская

низменность, Западное Полесье, Левобережное Полесье и район левобережных террас Среднего Днепра; к области с тенденцией к опусканию — закарпатские впадины; области относительной стабилизации с незначительной тенденцией к опусканию — Расточье, Ополье и Левобережная равнина.

Д. П. Назаренко (1940, 1955) указывал на наличие зависимости направления и морфологии речных долин Днепровско-Донецкой впадины от ее структурных особенностей. Интересны его соображения о тяготении крупных рек к зонам повышенных аномалий силы тяжести — Днепра к щиту, Сев. Донца — к Донбассу, Десны — к Черниговской структуре.

Г. П. Алферьев (1948) установил, что в Прикарпатье поднятия происходили начиная с позднего плейстоцена. Особенной интенсивности они достигали между реками Ломницей и Быстрицей Солотвинской, но временами замедлялись или даже сменялись опусканиями (долина Ломницы). В конце вюрма для всех Восточных Карпат в связи с опусканием наступила фаза интенсивной аккумуляции. В настоящее время здесь происходят восходящие движения.

Н. Н. Карлов (1948) обратил внимание на признаки поднятия в районе, где долина Днепра пересекает кристаллический щит. Правый берег поднимается быстрее, поэтому правобережные террасы имеют большие высоты. По мнению Карлова, выше устья Самары и ниже г. Запорожья происходят опускания, о чем свидетельствует увеличение мощности аллювия.

Большое количество работ посвятил неотектонике СССР Н. И. Николаев, который однако непосредственно не изучал неотектонику СССР (за исключением Крыма), и поэтому в своей монографии (1949) характеризует территорию Украины главным образом по литературным данным.

На опубликованной им в 1949 г. карте новейшей тектоники Европейской части СССР в пределах УССР выделяются: а) области линейных современных и антропогенных поднятий со значительными градиентами, разрывными дислокациями и унаследованными движениями по древним разломам (Карпаты); б) области слабо дифференцированных движений с преобладанием положительных движений, проявлявшихся в течение антропогена (Среднее Приднестровье, Донбасс, Тарханкут); в) области слабо выраженных положительных движений современного и антропогенного времени (приледниковая зона Волыно-Подольской возвышенности, Правобережная возвышенности и Левобережная равнины); г) области платформ с преобладающей тенденцией к поднятию, более заметно проявившемуся во вторую половину антропогена (ледниковая зона — Полесье и левобережная часть Среднего Приднестровья); д) участки, имеющие признаки локально проявляющихся молодых поднятий (район Чернобыля); е) участки, испытывавшие на фоне поднятий относительные прогибания (район нижних террас левобережья Среднего Днепра); ж) области с компенсированными поднятиями и опусканиями в неогеновое и антропогенное время; в течение антропогена проявились слабые поднятия (северная часть Причерноморской низменности, южная часть Степного Крыма); з) области с тенденцией к опусканию (южная часть Причерноморской низменности); и) области интенсивных прогибаний в антропогенное время с большими градиентами (прибрежная полоса Причерноморья, Альминская и Индольская низменности Степного Крыма).

К. И. Геренчук (1947, 1950, 1953, 1956а, б; 1957, 1960 и др.), признающий большое значение неотектонических движений для формирования рельефа, считает, что тектонические структуры и их движения определяют не только общие контуры орографического плана равнины, но и все существенные детали ее рельефа.

И. С. Шарапов (1949) отстаивал весьма важный для практики геологопоисковых работ вывод о том, что рельеф пестрых глин в смягченном виде отражает тектонику более древних пород и, следовательно, является маркирующим горизонтом при поисках локальных структур.

П. Н. Цысь (1951а, б; 1957, 1959, 1962) уделяет большое внимание выявлению неотектонических движений Карпат, Прикарпатья и Волыно-Подольской плиты. Им составлена «Схематическая карта неотектоники западных областей УССР», на которой показаны неотектонические движения раздельно для неогена и четвертичного периода, но, к сожалению, не даны количественные характеристики.

Начиная с 1954 г. публикуется ряд статей И. Л. Соколовского (1954, 1958, 1959, 1960, 1962 и др.), посвященных изучению неотектоники Украины и ее влиянию на формирование рельефа и четвертичного покрова, и выходят коллективные работы с его участием (Карта новейшей тектоники СССР, 1959; Геоморфологическая карта СССР, 1959; Тектоническая карта УССР, 1959; Палеогеографический атлас УССР, 1960; Геоморфологическая карта УССР, 1962 и др.). С участием И. Л. Соколовского составлены первые карты неотектонических движений УССР в изобарах (Бондарчук, Заморий, Соколовский, 1959б).

Л. В. Скварчевская (1956) разделяет взгляды П. Н. Цыся о влиянии на развитие рельефа неотектонических движений. В раннем плиоцене формируется Предкарпатская денудационно-аккумулятивная равнина, в позднем плиоцене произошло поднятие, вызвавшее врезание долин Стрия и Опора на 80—90 м и аккумуляцию карпатской гальки. В то же время в низовьях Стрия происходит опускание и аккумуляция, усилившаяся в связи с подпруживанием Днестра поднятием Подолии. В плейстоцене суммарная амплитуда поднятий достигает 100 м; поднятия зафиксированы наличием ряда террас.

Интересные соображения о неотектонических движениях в Днепровско-Донецкой впадине высказывали И. Е. Слензак (1949), О. В. Крашенинникова и И. Е. Слензак (1946, 1951). По их мнению, к концу аквитана произошли изменения в распределении областей сноса и аккумуляции, завершилось отложение полтавских песков и связанных с ними пестрых глин. Вслед за этим наступил перерыв и размыв, подготовивший рельеф ложа более молодых, чем полтавские, неогеновых, предположительно среднесарматских, песков и залегающих на них серых и зеленоватых глин. Возможно, что выпадение из разреза полтавских отложений связано не с региональным размывом, особенно в средней части впадины, а с поднятиями локальных структур. Авторы приходят к выводу, что на основании данных гипсометрии, изменения мощностей и по вариациям фациального состава неогеновых отложений фиксируются солянокупольные структуры Днепровско-Донецкой впадины.

Н. В. Измайлова (1955—1957) связывает с неотектоническими движениями перестройку плана гидрографической сети междуречья Ю. Буг — Днестр. Она считает, что юго-восточное направление этих рек отвечает первичному уклону, который не изменялся с позднего сармата, а притоки Днестра и Ю. Буга унаследовали направления древних ложбин второго и третьего порядков, вследствие чего левые притоки Днестра имеют субмеридиональное направление, а правые притоки Ю. Буга — субширотное.

На основании изучения террас Днепра от Днепропетровска до Каховки Измайлова приходит к выводу, что на участке между Днепропетровском и Запорожьем происходили на фоне поднятия отдельные остановки в поднятии или даже опускания, на участке от Запорожья до с. Бабино в первой половине четвертичного периода преобладали поднятия (суммарная амплитуда до 45 м), а во второй — чередующиеся поднятия и опускания взаимно компенсировались; на участке от с. Ба-

бино до Каховки в первой половине четвертичного периода происходило чередование взаимно компенсировавшихся поднятий и опусканий, во второй — поднятие с суммарной амплитудой 45—50 м.

М. С. Кожурина (1956а), исследуя продольные профили рек Серета, Прута и Днестра, пришла к выводу о тектоническом происхождении деформаций продольных профилей и сопоставила эти деформации с региональными тектоническими линиями.

Г. В. Богомолов (1946) на основании наличия в Полесье глубоких погребенных ложбин, образованных эрозией ледниковых вод и выпахиванием ледника, делает вывод о значительном опускании после формирования этих ложбин.

В. А. Дементьев (1956) указывает на выпуклый участок в продольном профиле Припяти, отвечающий Полесскому валу, и придает большое значение дифференцированному характеру новейших движений в Полесье.

В 1956 г. была опубликована первая карта современных вертикальных движений земной коры на территории западной половины Европейской части СССР на основании данных повторных нивелировок (А. В. Живаго, В. А. Зенин, Л. Г. Каманин и др.), которая явилась итогом первого этапа инструментального изучения современных движений. Несколько позже, в 1958 г., была издана монография (Труды ЦНИИГАиК, в. 123), содержащая все фактические материалы и теоретические обоснования выполненных исследований.

А. П. Бачманов (1957) свел данные о нивелировочных и футшточных наблюдениях в районе Одессы, в том числе и выполненных им самим, и пришел к выводу о дифференцированном опускании земной поверхности со скоростью от 3 до 7 мм в год (средняя скорость за 1882—1951 гг.). По его данным, опускается только сравнительно узкая полоса вдоль берега шириной до 30 км, что связывается с тектонической линией, отвечающей изменению уклона поверхности кристаллического фундамента (за неизменный пункт принят репер на ст. Карповка, расположенной в 50 км к северо-западу от Одессы); средний уровень Черного моря у Одессы остается неизменным.

М. Ф. Веклич (1958) составил карты тектонических движений правобережья Среднего Приднепровья для начала четвертичного периода и начала полесского века, на которых показал глубины вреза подошвы аллювия террас соответствующего возраста относительно поверхности водораздельных пространств. По его мнению, на границе плиоцена и четвертичного периода происходили неравномерные поднятия.

Новое тектоническое поднятие происходит в начале полесского века.

М. Ф. Веклич считает, что четвертичная тектоника отражает блоковое строение кристаллического фундамента и отмечает, что обе фазы поднятий имели большую амплитуду в районах развития чарнокитовых пород, особенно гранат-биотитовых мигматитов подольской чарнокитовой провинции.

Г. А. Лычагин (1958) установил на западных и восточных берегах Крыма признаки трансгрессии моря в конце четвертичного периода, что связывает с общими опусканиями суши. На фоне опусканий происходили дифференцированные поднятия антиклинальных структур.

В. Н. Утробин (1958) описал весьма своеобразное явление, которое он считает древним размывом нижнедевонских и верхнесилурийских пород, выполненным миоценовыми — гельветскими и тортонскими отложениями, имеющими нарушенное залегание в результате оползневой деятельности во время осадконакопления. Севернее с. Ворвулинцев ширина полосы размыва 150—200 м, глубина не более 100 м; в районе с. Устечка — ширина 1,5 км, глубина 320 м, т. е. в два раза глубже долины Днестра; в районе г. Городенки глубина увеличивается еще больше и в

районе г. Коломыи (по геофизическим данным) достигает 600—800 м.

Учитывая ненарушенное залегание палеозойских отложений, предположение об эрозионном происхождении долины не кажется убедительным, о чем подробно пишет И. Д. Гофштейн (1962).

В 1960 г. В. Н. Утробин составил карту домиоценовой поверхности внешней зоны Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Русской платформы. Утробин считает, что эта поверхность является полигенной и сформировалась в результате проявления тектонических и эрозионных процессов. В палеогене и раннем миоцене здесь существовало полого наклоненное плато, сложенное верхним мелом, юрой и палеозоем.

Л. Е. Сетунская (1959) выполнила опытную работу по анализу формы и характера продольных профилей рек центральной части Правобережной возвышенности и построила карту зон аномальных падений, хорошо согласующуюся с картой скоростей современных вертикальных движений земной коры, составленной по данным повторного нивелирования. Сетунской установлена кольцевая форма зоны повышенного падения рек, оконтуривающей Криворожскую структуру.

М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959) пришли к выводу о чередовании поднятий и опусканий на территории Белоруссии: поднятия и размывы совпадают с межледниковьями, опускания и аккумуляция — с оледенениями.

С. С. Коржув (1960) относит Припятское Полесье к мобильным районам, где ледниковые нагрузки существенно сказывались на развитии четвертичной неотектоники. В дочетвертичном периоде и в первую половину четвертичного периода в Полесье преобладало опускание, на фоне которого поднимался полесский мост, разделявший днепровский ледник на днепровский и южно-польский языки. Во вторую половину четвертичного периода полесский мост опустился, оформилась седловинная структура Полесской впадины, Припять и ее притоки почти лишились стока, затруднился отток подземных вод, что обусловило заболачивание. С конца плейстоцена — начала голоцена преобладает медленное поднятие Полесья.

Н. Г. Волков (1961а, б) в результате морфометрических измерений и количественного анализа продольных профилей рек Воыно-Подольской возвышенности установил абсолютные и относительные деформации продольных профилей этих рек. Ведущая роль в образовании значительной части деформаций принадлежит тектонике, что подтверждается геолого-геоморфологическими исследованиями и данными об аномальном химизме подземных вод на участках деформаций (Цапенко, 1958). В 1962 г. Н. Г. Волков составил карту падений рек среднего Приднепровья, на которой отчетливо видна приуроченность аномальных падений к районам локальных структур, и карты глубин вреза современных рек относительно поверхностей средней и верхней террас Днепра.

М. М. Жуков (1961) на основании анализа карты изолиний уровней эрозионного вреза в Карпатах сделал вывод о наличии молодого поперечного разлома, который гипотетически продолжается на север через Львов, Люблин, Варшаву, Борхольм и Мальме.

Е. В. Львова (1961) считает, что в северной части Крыма создались благоприятные условия для выравнивания поверхности в связи с длительными опусканиями, которые сменялись кратковременными поднятиями. Изучение морфологии берегов Сивашей позволило установить признаки опусканий севернее Джанкоя (ингрессионные берега, подпор Сивашами грунтовых вод) и поднятий в основании Арабатской стрелки (осушение заливов). Колебательные движения в Горном Крыму сказались на характере осадков Степного Крыма — во время поднятий отлагался более грубозернистый материал. В зоне сочленения поднимавше-

гося Горного Крыма и опускавшегося Степного образовалась флексура, которая установлена на берегу р. Чатырлыка в районе Александровки (на левом берегу понтические известняки залегают на высоте 30 м над поверхностью земли, на правом — на 60 м ниже, чем на левом). Наиболее интенсивные движения в Степном Крыму происходили в конце раннего плиоцена, когда изменился тектонический режим. Следующее оживление тектонических движений относится к днепровскому веку, когда в Горном Крыму началось новое оледенение — интенсивное опускание впадин и поднятие Тарханкута.

П. Д. Подгородецкий (1961) обратил внимание на расширение оз. Сасык на северо-западном берегу Тарханкута и объяснил это прогибанием дна озера, приуроченного к Джарылгачской синклинали. Аналогичная картина установлена и на других синклинальных озерах — Джарылгачском, Караджи, Карловском.

В. И. Бабак (1961а, б) считает, что одновременно со сводовыми поднятиями Горного Крыма в Индольском прогибе преобладали опускания, а Альминская впадина постепенно вовлекалась в расширяющееся сводовое поднятие, в связи с чем в настоящее время ее наиболее прогнутая в плиоцене часть — устья рек Альмы и Булганака — представляет крыло антиклинального поднятия Крыма.

Происходит постепенное смещение к северу в течение четвертичного периода области проявления максимальных поднятий Горного Крыма.

Бабаком составлена серия неотектонических карт Крыма, на которых даны числовые значения амплитуд движений.

В 1962 г. вышла книга И. Д. Гофштейна, в которой подводятся итоги изучения неотектоники верхнего Приднестровья, частично опубликованные им ранее (1958а, б; 1959, 1960а, б; 1961). Автор приходит к выводу о волнообразном движении земной коры, об унаследованности неотектоническими движениями более древних движений и иллюстрирует свои представления схематической картой неотектоники и таблицей новейших движений. Гофштейн большое внимание уделяет не только колебательным движениям, зафиксированным в высотных положениях геоморфологических уровней и устанавливаемых на основании анализа карт стратизогипис и изопакит, но также разломным и пликативным нарушениям и образованным ими структурам.

Интересные и ценные соображения о роли неотектонических и современных движений земной коры в Южном Полесье содержатся в монографии А. М. Маринича (1963) и ряде его более ранних статей.

* * *

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы:

1. Все исследователи признают существование неоген-четвертичных движений земной коры на территории УССР, причем большинство указывает на преобладание неравномерных поднятий.

2. Представления о масштабах и степени дифференцированности неотектонических движений довольно противоречивы. Амплитуда четвертичных движений определяется П. К. Заморием 400 м, И. Д. Гофштейном (для южной окраины Вольно-Подольской плиты) — до 335 м, П. Н. Цысем (для Подолы) — до 200 м, С. С. Соболевым (для Донбаса) — 170—190 м. И. П. Герасимов и К. К. Марков исходили из представлений о дифференцированно поднимающейся платформе, о ее тектонической инертности; В. Г. Бондарчук писал о незначительных колебательных движениях в четвертичном периоде.

Почти нет сведений об амплитудах неоген-четвертичных движений в литературных источниках, кроме работ В. Г. Бондарчука, П. К. За-

мория и И. Л. Соколовского (для всей Украины), а также И. Д. Гофштейна (для верхнего Приднестровья) и В. И. Бабака (для Крыма). Нет единства по вопросу о количестве фаз тектонической активности.

3. Весьма разнятся взгляды отдельных исследователей на направление и интенсивность неотектонического развития отдельных частей территории УССР, особенно Полесья и Днепровско-Донецкой впадины:

а) Полесье, по представлениям Б. Л. Личкова и Г. Ф. Мирчинка, опускается; по представлениям П. К. Замория, большая часть Полесья опускается, меньшая — поднимается; по Н. И. Николаеву — большая часть имеет тенденцию к поднятию, меньшая — к опусканию; по В. А. Деметьеву — здесь происходят дифференцированные движения. Многие авторы считают, что отдельные части Полесья меняли знак движения на протяжении четвертичного периода. С. С. Соболев, Г. В. Богомолов, П. Н. Цысь, М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, С. С. Коржуев, И. П. Герасимов, К. К. Марков, Д. Н. Соболев, В. Г. Бондарчук считают, что Полесье не переживает опусканий.

б) Большинство авторов придают важное значение перемещению оси Днепровско-Донецкой впадины в юго-западном направлении, но Г. Ф. Мирчинк, Д. К. Биленко, А. Н. Вознесенский и другие связывают это перемещение с тектоническими причинами, а Б. Л. Личков выдвигает в качестве основной причины смещения оси подмыв Днепром правого берега. Г. Ф. Мирчинк, Д. Н. Соболев, В. В. Ризниченко, П. К. Заморий считают Днепровско-Донецкую впадину областью опусканий или областью с тенденцией к опусканию; Н. И. Николаев и Д. К. Биленко относят террасы Днепра к области опусканий, остальную часть впадины — к области поднятий; И. П. Герасимов и К. К. Марков не считают Днепровско-Донецкую впадину областью опусканий, по их мнению она отстает в поднятии от прилегающих районов; С. С. Соболев указывает на ее переменный тектонический режим.

в) Общеизвестно опускание Причерноморской впадины, однако и здесь скрупулезный анализ фактического материала позволил П. К. Заморию установить разную амплитуду опусканий и выделить участки с признаками поднятий.

г) Вольно-Подольская плита, по мнению большинства исследователей, поднимается, однако П. К. Заморий относит Ополье и Расточье к областям относительной стабилизации с незначительной тенденцией к опусканию, а П. Н. Цысь указывает на затухание движений в Ополье.

4. Основными причинами таких резких различий во взглядах на неотектонические движения территории УССР, особенно на четвертичные движения, являются: а) отсутствие эталонов, по отношению к которым фиксируется движение. Как будет показано ниже, Полесье отстает в поднятии от Правобережной возвышенности, но в целом здесь преобладают восходящие движения, хотя существенные отличия его рельефа могут создать впечатление об опускании; б) отсутствие количественных характеристик; в) отсутствие анализа развития неотектонических движений во времени, что приводит к стремлению выявить общую тенденцию без учета изменений направления и интенсивности движений. В качестве примера можно указать на Причерноморскую впадину, в которой опускания много раз сменялись поднятиями, но на всех картах неотектоники этот колебательный характер движений не отражался.

Большое значение для правильного подхода к анализу четвертичных движений имеют разделяемые данным исследователем представления о последовательности процессов накопления и о принципах возрастного подразделения четвертичных отложений. Многие исследователи считали, исходя из эоловой гипотезы образования лессовых пород, что повсеместно более молодые генерации накладываются на более древние и что однообразные террасы имеют одинаковое количество ярусов лессовых пород. Это заставляло их привлекать неотектонику для объясне-

ния невыдержанного высотного положения разновозрастных, с их точки зрения, террас. Против таких выводов выступал Д. Н. Соболев; В. Г. Бондарчук, на основании широкого палеогеографического анализа и представлений о преобладании на территории УССР поднятий, обосновал вложение, а не наложение более молодых форм рельефа и слагающих эти формы отложений.

5. Большинство исследователей, начиная еще с А. П. Карпинского, считают неотектонические движения унаследованными, продолжающимися в общем плане более древние движения (А. Д. Архангельский, Г. Ф. Мирчинк, Д. Н. Соболев, В. В. Ризниченко, В. Г. Бондарчук, Р. Р. Выржиковский, П. К. Заморий, Н. И. Николаев, И. Л. Соколовский и многие другие). Против этой точки зрения активно выступал Б. Л. Личков, считавший основной причиной четвертичных движений ледниковые нагрузки и разгрузки, и разделявший его взгляды Н. И. Дмитриев, а Г. Ф. Мирчинк, И. П. Герасимов и К. К. Марков считают, что гляциоизостазия только замедляла или ускоряла неотектонические движения, но не определяла их развитие.

6. Весьма важно в научном и практическом отношении выявление признаков тектонического развития локальных структур. После работы В. Г. Бондарчука (1937 б), положившей начало применению геоморфологических методов для выявления и изучения тектонической активности купольных структур, перспективных на нефтегазоносность, появилось большое количество работ, посвященных этим вопросам, — Д. Н. Соболева, Н. И. Дмитриева, Д. К. Биленко, А. Н. Вознесенского, И. Л. Соколовского и др. Кроме геоморфологических и морфометрических методов, здесь нашли применение и литолого-фациальные исследования, способствующие установлению влияния растущих структур на условия осадкообразования (И. Е. Слензак, О. В. Крашенинникова).

7. Многие исследователи считают, что на основании анализа плана речной сети можно судить о неотектонической активности отдельных структур и уделяют большое внимание такому анализу (Ле-Пле, И. Ф. Леваковский, В. И. Лучицкий, Б. Л. Личков, В. Г. Бондарчук и многие др.); наиболее полная сводка по этому вопросу принадлежит К. И. Геренчуку (1960). Это, безусловно, весьма перспективное направление в изучении неотектоники нуждается в большем внимании к изучению динамики структур геологическими методами, а не только по их влиянию на речную сеть, в поисках четких критериев для установления времени (в возможно более узком интервале) активности структур и в получении количественных характеристик амплитуд движений.

Таким образом, в настоящее время накоплен огромный фактический материал, преимущественно по четвертичным движениям, и сделан ряд важных выводов о закономерностях их развития; доказано наличие дифференцированных неотектонических движений и обоснована необходимость их изучения.

Основным способом устранения противоречий при оценке направления и амплитуд движений того или иного региона является внесение количественных характеристик и четкое определение промежутка времени, к которому относится данная характеристика.

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНСКОЙ ССР

Несмотря на сравнительную молодость неотектоники как самостоятельной отрасли геологических наук, она располагает довольно широким арсеналом методов исследования (Николаев, 1949, 1961, 1962; Шульц, 1937, 1948), рассмотрение и сравнительная оценка которых могут быть предметом специальной работы. В связи с этим в настоящей главе дается характеристика только тех методов, которые применялись авторами при изучении неотектоники юго-запада Русской платформы.

В неогене, от начала периода и до регрессии понтического моря, значительная часть территории УССР покрывалась эпиконтинентальными бассейнами. В таких условиях для получения суммарных амплитуд неотектонических движений наиболее пригоден метод анализа высотного положения морских отложений соответствующего возраста и поверхностей отвечающих им геоморфологических уровней на частях территории, оставшихся сушей, а для получения амплитуд движений за данный отрезок времени — метод анализа мощностей морских отложений этого возраста и разностей высот геоморфологических уровней.

Эти методы получили широкое распространение. Они были применены при составлении карты новейшей тектоники СССР в масштабе 1:5 000 000 (1959), карты новейшей тектоники Европы в масштабе 1:2 500 000 (подготавливаемой в настоящее время к изданию), а также при составлении ряда карт территории УССР (Бондарчук, Заморий, Соколовский, 1959в, 1961в, 1962б) или ее отдельных частей (Бабак, 1961а, б; Гофштейн, 1962). Построенные таким способом карты изобаз (линий, соединяющих точки с одинаковыми амплитудами движений) дают наглядную количественную характеристику неотектонических движений за определенные периоды времени, чем отличаются от карт, где выделены только области, характеризующиеся, главным образом, по геоморфологическим признакам, преобладанием разных неотектонических тенденций (Мирчинк, 1933; Личков, 1934, 1944; Николаев, 1949; Заморий, 1950а, б; 1954 и др.), но не указана амплитуда движений за время, в течение которого проявляется данная тенденция (в основном эти карты отражают только четвертичные движения).

Составление карт изобаз связано с определенными трудностями. 1. Сложностью учета глубины морского эпиконтинентального бассейна, в котором отлагались осадки, и степени уплотнения осадков в процессе их превращения в породу. Как твердо установлено в настоящее время, нет прямой зависимости между глубиной эпиконтинентального бассейна и литологией отлагающихся в нем осадков, что убедительно следует из сравнения батиметрических и геологических карт современных отложений эпиконтинентальных морей (Баренцова и Азовского морей, Одесского залива Черного моря и др.). На примере этих же современных бассейнов видно, что нет прямой зависимости между литологией осадка и расстоянием от береговой линии, а В. В. Белоусов (1937) прямо указывает, что изучение горизонтальных и вертикальных смен фаций недостаточно для восстановления колебательных движений, так

как эти смены фиксируют перемещения береговой линии, находящиеся в сложной зависимости от движений, т. е. выявляет только геоморфологическое отражение движений (алгебраическая сумма тектонических колебаний и поверхностных явлений размыва и отложения; тектонические колебательные движения совпадают с геоморфологическим их выражением только там, где нет явлений осадконакопления и размыва, как например, в глубоководных впадинах дна океана).

Весьма многообещающим, но, к сожалению, пока не широко распространенным способом определения глубин, на которых отлагались те или иные осадки эпиконтинентальных бассейнов прошлого, является изучение условий обитания организмов, остатки которых содержатся в этих отложениях.

При настоящей степени изученности не представляется возможным учитывать для всей изучаемой территории различия в глубинах бассейнов. Вносимая в результате этого ошибка невелика по сравнению с относительно большими амплитудами колебаний земной коры. Нельзя не принимать во внимание соображений В. В. Белоусова (1937, 1954, 1962), который считает, что прогибание земной коры, как правило, компенсируется накоплением осадков, поэтому, при значительных колебаниях земной коры, амплитуда геоморфологического выражения колебаний обычно невелика, а отсутствие компенсации прогибания осадконакоплением редко и может быть только в течение непродолжительного времени. Поднятия в общем плане компенсируются размывами, расчлененный рельеф областей поднятия не сохраняется в разрезе, поэтому поверхность, на которой трансгрессивно несогласно залегают слои, будет горизонтальной.

Прогибание земной коры не связано с весом накопившихся осадков, так как в области прогибания отлагаются породы разного фациального состава и план распределения мощностей более устойчив, чем план распределения фаций. На дне мелких эпиконтинентальных морей поднятия будут срезаться, а в опусканиях будет происходить аккумуляция, что обеспечит сохранение относительно постоянного уровня, отвечающего глубине базиса действия волн (при недостатке обломочного материала для компенсации прогибания понижение будет заполняться органогенными или хемогенными осадками). Так Белоусов объясняет несоответствие между распределением современных и древних осадков: современные осадки залегают в соответствии с физико-географическими условиями осадконакопления, здесь видна связь между типом осадка и его мощностью, но это распределение временно; более древние осадки переотлагаются в процессе колебательных движений при содействии волновых течений и субаэрального размыва.

В. Б. Нейман (1962), специально разбиравший вопрос о возможности длительной недокомпенсации прогибов осадконакоплением или их перекомпенсации, также приходит к выводу о том, что такие условия могли существовать только короткое время. Уровень равновесия обуславливается соотношением волновых процессов, затухающих с глубиной, с величиной привноса материала и силой тяжести, т. е. гранулометрией осадка. Последнее обстоятельство приводит к тому, что осадконакопление происходит на глубинах, меньших базиса воздействия волн. Нейман считает, что платформенные осадки в основном отлагались на глубинах порядка 50—100 м и менее, и, следовательно, размер возможной ошибки, вносимой в палеотектонические построения при неучете конкретных глубин бассейна, не превышает 50 м.

Уплотнение осадка может достигать значительных величин (часто объем глинистых пород уменьшается в 5—6 раз), но происходит оно, главным образом, вскоре после седиментации, преимущественно в верхней части толщи, и поэтому уменьшение объема успевает компенсироваться накоплением новых порций осадка. Естественно, что дальнейшее

уплотнение, происходящее уже в других фациальных и тектонических условиях, не компенсируется, однако оно незначительно и учитывать его пока не удастся.

При построении карты изобаз сопоставляется поверхность отложений с современной поверхностью моря, т. е. и в этом случае не учитывается глубина эпиконтинентального бассейна, что приводит к систематическому увеличению суммарных амплитуд поднятий и уменьшению суммарных амплитуд опусканий.

2. Условно принимается, что уровень морей неогеновых морских бассейнов отвечает современному уровню моря. Это допущение исходит из того, что в альпийских геосинклиналях уже произошли горообразовательные движения, которые были существенным фактором изменения уровня мирового океана, а также из того, что в неогене не было крупных оледенений, которые при своем образовании связывают огромные количества воды и тем понижают уровень океана, а при таянии освобождают эту воду и тем повышают уровень океана.

3. Карты изобаз дают представление только о суммарных амплитудах неотектонических движений, а не о их скорости. (М. М. Тетяев считал, что сама попытка определения скорости движения дефекта, так как мы не знаем постоянства скорости, но очень важно, что мы подходим к этим колебательным волнообразным движениям, проходящим в смежных областях с противоположным знаком, с количественным определением.) Неотектонические движения имеют колебательный характер, они изменяют во времени не только интенсивность, но и знак движения, что можно убедительно показать на примере Предкарпатского передового прогиба. В нем подошва миоценовых отложений залегает на абсолютных отметках минус 2000—4000 м, что определяет соответствующую суммарную амплитуду неоген-четвертичных движений. В среднем сармате опускания сменились поднятиями, кровля среднесарматских отложений залегает на отметках до 400 м выше уровня моря, и поэтому суммарная амплитуда движений в послесреднесарматское время будет положительной. Естественно, что чем меньший отрезок времени мы анализируем, тем более однородными будут движения, однако в связи с наложением колебательных ритмов разных порядков суммарная амплитуда более или менее уверенно характеризует скорости движений только при очень небольших отрезках времени порядка 20—30 лет. В связи с такой изменчивостью движений пришлось отказаться на составляемых неотектонических картах от оконтуривания областей, переживших инверсии движений (смену знаков), поскольку практически нет участков, не переживших неоднократных инверсий (разного порядка).

Значительные сложности возникают при переходе от хорошо изученных миоценовых и нижнеплиоценовых морских отложений к более молодым (средне- и верхнеплиоценовым) морским, солончатоводным и пресноводным (аллювиальным, дельтовым) образованиям, локально распространенным на юге Украины, к которым относятся отложения: а) киммерийского яруса, распространенные в Приазовье, Присивашье, на восточной оконечности Керченского полуострова и на левобережье Нижнего Днепра; б) куяльницкого яруса, развитые в западном Приазовье, Присивашье, на левобережье Нижнего Днепра и восточнее Одессы, где они выполняют древнюю ложбину размыва. К куяльницкому ярусу Г. И. Молякко (1960) относит также континентальные, преимущественно песчаные отложения междуречья Днепр—Молочная южнее линии Каховка—Мелитополь, которые, по П. К. Заморию (1954, 1961а), подстилают лессовые породы на выделяемой им верхнеплиоценовой террасе (по мнению Замория, здесь есть две верхнеплиоценовые террасы: более древняя — куяльницкая, где между лессовыми породами и верхнеплиоценовыми песками залегают красно-бурые глины, и более молодая (чаудинская?), на которой нет красно-бурых глин); в) таманского

горизонта (акчагыльский ярус), залегающие в северном Крыму на куяльницких образованиях; г) гурийского горизонта (апшеронский ярус), покрывающие на Керченском п-ове породы таманского горизонта и д) поратские (левантинские) аллювиального типа отложения, распространенные в южной части междуречья Прут—Днестр, на левобережье Прута и в некоторых пунктах Приазовья. По возрасту они соответствуют, по Молявко (1960), куяльницкому, акчагыльскому и апшеронскому ярусам.

Несколько более широкий возрастной интервал имеют континентальные балтские отложения, широко распространенные на междуречье Днестр—Ю. Буг, относимые Г. И. Молявко (1960) к мзотису и плиоцену.

Из перечисленных отложений только их морские фации, занимающие незначительные площади, могут быть использованы для построения карт изобат по превышению их кровли над современным уровнем моря. Условия отложения континентальных толщ балтской, куяльницкой и поратской, более широко распространенных, изучены совершенно недостаточно, и поэтому к ним трудно применить как метод сопоставления их кровли с уровнем моря (они заведомо отлагались на негоризонтальной поверхности), так и метод сопоставления с продольными профилями рек, поскольку они, по-видимому, связаны с безрусловыми широко меандрирующими потоками.

На территориях, не покрывавшихся водами неогеновых морей, основным методом выявления неотектонических движений является изучение древних поверхностей выравнивания как исходных морфологических поверхностей.

К сожалению, в настоящее время нет единого принципа выделения поверхностей выравнивания, а весьма интересные представления Ю. А. Мещерякова пока разработаны только на материалах изучения рельефа юго-востока Русской равнины и не распространены на территорию СССР. Мещеряков (1960 б и др.) предлагает считать выравненные поверхности полигенетическими, формировавшимися в условиях длительно осуществлявшейся весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, вследствие чего они по своей форме приближаются к уровненным поверхностям гравитационного поля земли. Наличие уступов между разновозрастными поверхностями указывает на чередование эпох компенсации экзогенными процессами эндогенных, отвечающих периодам общего опускания суши и трансгрессиям, с эпохами преобладания экзогенных процессов. Поверхности выравнивания, по мнению Мещерякова, распространены на обширных территориях, что указывает на их приуроченность к крупным эпейрогеническим ритмам, и в той или иной степени деформированы движениями, происходившими после их образования. Степень деформированности поверхностей выравнивания устанавливается путем анализа структурно-геоморфологических карт, при составлении которых весьма сложен учет первоначальной негоризонтальности поверхностей выравнивания.

Следует отметить, что изучение поверхностей выравнивания территории СССР началось в 30-х годах работами Д. Н. Соболева (1938), который выделял в юго-западной части СССР ряд геоморфологических уровней — от реликтов докембрийских уровней до миоценовых и плиоценовых береговых низменностей, плиоценовых и четвертичных террас, хотя впервые мысль о следах четвертичных неогеновых и более древних размывов была высказана еще в 1869 г. И. Ф. Леваковским.

К неогеновым террасам Д. Н. Соболев относил: 1) полтавскую миоценовую береговую низменность, сложенную континентальными полтавскими песками, залегающими на размытой поверхности морского олигоцена и покрытыми пестрыми глинами; 2) иванковскую (верхнесарматско-меотийско-понтическую) террасу, сложенную перекрытыми полтав-

скими песками и пестрыми глинами, залегающими на размытой поверхности полтавской свиты; 3) новохарьковскую (киммерийскую) террасу, сложенную песками, залегающими на палеогене и покрываемыми красно-бурыми глинами (установлена Д. П. Назаренко на левобережье Сев. Донца); 4) бурлуцкую (куяльницкую) террасу (по Н. И. Дмитриеву, богдановскую), сложенную песками, срезающими красно-бурые глины; 5) чаудинскую террасу. Она выделяется предположительно, в рельефе не выявлена. Кроме того, к неогеновым террасам Д. Н. Соболев относил градижскую террасу. По его мнению, она сложена двумя горизонтами аллювия — нижним миндельским, соответствующим куяльнику, и верхним — чаудинским, перекрытыми отложениями миндель-рисского интергляциала и рисской мореной; в Полесье на градижскую комплексную террасу наложена вюрмская терраса.

Эти представления Д. Н. Соболева развивались и дополнялись в работах Н. И. Дмитриева, Д. К. Биленко, А. Н. Вознесенского, Д. П. Назаренко и многих других исследователей, но не нашли всеобщего признания. Еще в 1939 г. против выделения неогеновых террас выступил В. Г. Бондарчук, который писал, что неогеновые террасы СССР выделены Д. Н. Соболевым по недоразумению, ибо только в связи с оледенением шло выполнение переуглубленных речных долин с образованием в них террас и что формирование современного рельефа СССР относится к эпохе после отложения красно-бурых глин.

Значительный интерес для изучения неотектонических движений Донецкого края представляют выделенные А. Н. Вознесенским в 1946 г. геоморфологические комплексы:

1. Погребенная под верхнемеловыми отложениями гетерогенная денудационно-абразионная равнина, образованная абразией палеозойских отложений байосской и сеноманской трансгрессиями.

2. Поверхности денудации: а) олигоценная (отметка поверхности 340—370 м); сохранилась в виде разобщенных округлых возвышенностей Дебальцево-Ивановского края; б) миоценовая (отметка поверхности 300 м); имеет выравненный рельеф, распространена на главном водоразделе и является скульптурным аналогом полтавской равнины; в) плиоценовая (отметка поверхности 280 м); окаймляет узкой полосой миоценовую поверхность и соответствует сармат-меотис-понтической поверхности планации северо-западной окраины Донбасса.

Эти поверхности денудации не привязаны к определенным структурам или выходам пород, так как их формирование определялось, в первую очередь, неотектоническими движениями.

3. Первичные равнины и плоскости планации: а) полтавская первичная равнина — полиморфное образование, охватывающее область распространения пород полтавской свиты. Окружает Донбасс с севера, северо-запада и юго-запада. Между долинами Сухого Торца и Сев. Донца выделяется пониженная на 30 м верхнесарматско-понтическая плоскость планации, в пределах которой на переотложенных полтавских песках залегают менее мощные, чем на высоких водоразделах, пестрые глины; б) послепонтическая (киммерийская) плоскость планации. В пределах южного ее эквивалента ведущая роль в структуре принадлежит понтическим отложениям, в пределах западного эквивалента под красно-бурыми глинами залегают аллювиальные диагонально-слоистые серые пески с прослоями и линзами глин. В восточном направлении плоскость планации переходит в эрозионную поверхность; в) гетерогенная средиземноморско-киммерийская плоскость планации. Выделяется в виде понижения на фоне полтавской равнины в бассейнах Волчьей, Быка; сложена среднесарматскими морскими отложениями; г) куяльницкая плоскость планации. Имеет аккумулятивный вариант, сложенный аллювиально переотложенными полтавскими песками.

В 1961 г. А. М. Маринич опубликовал статью (1961б), в которой писал, что поверхность Украины состоит из отдельных уровней, различных по своему строению, происхождению и возрасту, а также по гипсометрическому положению. Каждый уровень расположен в пределах одной структурной области со своим тектоническим режимом, однако в формировании уровней, кроме тектонических факторов, важная роль принадлежала экзогенным процессам.

Маринич выделяет следующие уровни:

1. Подольская пластовая денудационная равнина, приподнятая в плиоцене и четвертичном периоде на 300—350 м. Выделяются опольская (отметки поверхности до 400 м) и приднестровская (около 300 м) ступени.

2. Бугско-Днестровская слабоволнистая равнина, приподнятая в неоген-четвертичном периоде на 200—300 м; начала континентальное развитие в конце палеогена. Выделяется более высокая ступень в северо-западной части, в районе г. Казатина (отметка 300 м) и более низкая — в юго-восточной части, в районе г. Кировограда (отметка 200 м).

3. Донецкая денудационная равнина, имеющая ступенчатое строение и приподнятая на 200—300 м.

4. Южно-Полесская низменная аккумулятивная равнина, охватывающая несколько тектонических регионов и имеющая отметки поверхности 150—180 м.

5. Приднепровская, наклоненная к Днепру аккумулятивная равнина с отметками поверхности 100—150 м.

6. Причерноморская аккумулятивная равнина, начавшая континентальное развитие после регрессии понтического моря. Выделяются северная ступень (плато) и южная ступень — верхнеплиоценовые террасы.

Таким образом, хотя и является несомненным значение изучения поверхностей выравнивания на территории УССР для выявления неотектонических движений, однако это изучение только начинается, оно не охватывает всю территорию Украины и не дает материалов для количественной характеристики степени деформированности поверхностей выравнивания.

После регрессии понтического моря на территории УССР, за исключением небольших участков в Причерноморье, установился континентальный режим. Для послепонтического времени уже неприемлем в качестве основного метод анализа превышения над уровнем моря морских отложений и соответствующих им геоморфологических уровней. Возникает необходимость применения других методов, основанных на всестороннем анализе геоморфологических данных.

Формирование современного рельефа началось после образования покрова бурых и красно-бурых глин — сложного комплекса пород преимущественно глинистого состава, представляющих собой кору выветривания, сформировавшуюся в специфических климатических условиях, залегающую на месте образования или переотложенную. Покров красно-бурых глин равновозрастный по времени начала его образования, но завершение его формирования отвечает относительно одновременным региональным изменениям условий выветривания, связанным с похолоданием начала четвертичного времени.

Неотектонический анализ поверхности красно-бурых глин, как и других характерных поверхностей, сформировавшихся на протяжении четвертичного периода, осложняется тем обстоятельством, что эти поверхности были первоначально заведомо негоризонтальными и прямо не связанными с поверхностью морских бассейнов, поэтому в качестве эталона высот для анализа неотектонических движений в четвертичное время нельзя принимать уровень моря, который к тому же, вследствие образования и стайвания ледниковых покровов, значительно изменялся.

Сравнительные исследования показали, что наиболее обоснованным методом изучения четвертичных неотектонических движений является сопоставление высот поверхностей тех или иных геоморфологических уровней с поверхностью русла современных речных долин.

В настоящее время известно, что продольные профили речных террас не сохраняют параллельности продольному профилю русла по всей ее длине даже при отсутствии проявления неотектонических движений. Эта непараллельность типична для всякой речной долины, она связана с характером распространения эрозионных и аккумулятивных процессов и выражается в снижении относительных высот террас вверх по течению и их постепенном выклинивании (Скворцов, 1941, 1949; Эдельштейн, 1947; Мещеряков, 1960 а и др.).

Н. И. Маккавеев (1955 а, б) придает большое значение также тому, что в приустьевой части, где происходит постепенное удлинение русла и наращивание поймы, более древние террасы перекрещиваются с более молодыми и наблюдается погружение аллювия более древнего возраста под аллювий поймы. Следовательно, по мнению Маккавеева, накопление мощных толщ аллювия в низовьях рек предгорных равнин является следствием процесса выравнивания транспортирующей способности потока и для его объяснения не обязательно привлечение тектонических опусканий. На непараллельность продольных профилей террас влияют и изменения причин, определяющих форму продольного профиля — водности реки (в результате изменения климатических условий, таяния ледников, изменения площади бассейна и др.) и протяженности русла (перехват, удлинение реки в результате регрессивной эрозии и др.). Кроме того, пока не найден способ установления степени выработанности продольного профиля, при котором формировалась данная терраса, и поскольку смена аккумуляции врезанием уступа к более низкой террасе могла происходить при разной степени выработанности продольного профиля, это также могло определять непараллельность продольных профилей террас.

Очевидность возможности колебаний относительных высот террасовых уровней, обусловленных закономерностями развития самой реки и не связанных с проявлением неотектоники, не отрицает сам принцип анализа относительных высот террас в неотектонических целях, но заставляет при выполнении этих исследований в каждом отдельном случае учитывать указанные нетектонические причины непараллельности продольных профилей террас.

Впервые мысль о возможности изучения эпейрогенических движений на основании сопоставления террас и анализа глубины эрозии одно-возрастной гидрографической сети сформулировал С. С. Соболев (1936, 1937а, б; 1939, 1940, 1948). На основании рассмотрения составленной им карты глубины эрозии (карты равных высот коренных берегов над меженью главных рек) Соболев пришел к выводу о несоответствии между особенностями строения дочетвертичных и четвертичных отложений и глубинами эрозии и объяснил это длительными проявлениями эрозионных и аккумулятивных процессов. Он обратил внимание на то, что количество террас, их высоты и суммарная глубина эрозии по отдельным рекам не совпадают, и поэтому сопоставлять террасы даже в пределах одной долины можно только с учетом эпейрогенических движений.

Применяемый в настоящей работе метод по сути является дальнейшим развитием метода анализа карт глубин эрозии, предложенного С. С. Соболевым, но с тем отличием, что нами составляются карты не превышения коренных берегов над меженью главных рек, а карты превышения террасовых ступеней и соответствующих им геоморфологических уровней, что позволяет подойти к анализу неотектонических движений с дифференциацией во времени.

Предлагаемый метод неотектонического анализа несколько отличается от метода, применявшегося для правобережья Среднего Днепра М. Ф. Векличем (1958) и несколько позже для Побужья В. Н. Шелкоплясом (1961) и заключающегося в сопоставлении отметок подошвы аллювиальных отложений данного возраста с поверхностью водораздельных пространств, что дает, с нашей точки зрения, менее убедительные результаты. Это связано с трудностью установления высот водораздельных пространств, значительно более эродированных и расчлененных по сравнению с террасовыми поверхностями, и с неровностью ложа аллювиальных отложений, рельеф которого формируется на начальных этапах эрозионной деятельности реки, и в меньшей степени, чем поверхность террасы, отражает особенности профиля равновесия. Необходимо отметить, что применение метода Веклича и Шелкопляса дает более высокие амплитуды неотектонических движений — происходит увеличение амплитуды на мощность аллювия, непостоянную для разных террас.

Суммарные амплитуды неотектонических движений за четвертичный период характеризуются глубинами вреза в уровни, оформившиеся к началу четвертичного периода.

Карта, характеризующая движения с конца днепровского века, составлена по относительным высотам геоморфологических уровней, формирование которых относится ко времени развития днепровского (максимального) оледенения.

В четвертичном периоде территория СССР, в результате дифференцированных неотектонических движений и климатических изменений, переживала сложную историю, расшифровка которой пока неоднозначна.

Исследования последних десятилетий показали необходимость пересмотра ранее общепринятых представлений о повсеместном наложении более молодых пород на более древние, основывавшихся на эоловой гипотезе образования лессовых пород, почти безусловном признании стратиграфического значения ископаемых почв и ведущей роли в формировании террас климатических изменений, а не дифференцированных движений. Одним из главных толчков к такому пересмотру послужили результаты детального изучения лессовых пород, показавшие, что на территории СССР распространены лессовые породы разных генетических типов: элювиально-делювиального, водно-ледникового и аллювиального. Лессовые породы представляют собой своеобразную кору выветривания, образованную в условиях значительного похолодания, на что указывают их состав и свойства.

Исследования лессовых пород и других пород четвертичного возраста убедительно показали преобладание вложения комплексов более молодых пород в более древние, а не наложение их друг на друга, наличие нескольких геоморфологических уровней, сложенных разновозрастными породами.

События ледникового времени привели к формированию на территории СССР геоморфологического уровня, отвечающего поверхности водно-ледниковых, в том числе и лессовых пород, и поверхности средне-четвертичных террас во внеледниковой области.

В настоящее время некоторые исследователи приходят к выводу, сформулированному В. Г. Бондарчуком в 1955 г., о том, что на территорию СССР заходил ледник более поздней, чем днепровская стадия, фазы оледенения. Наличием морены второго оледенения объясняется разная гипсометрия поверхности моренных отложений на Левобережном (Полтавском) плато и на верхней (моренной) террасе Днепра. Эта мысль находит некоторое подтверждение в работах А. М. Маринича, описавшего разрезы с двумя моренами в низовьях Припяти, в отчетах некоторых геологов, проводивших съемки в западном Полесье, а также в наличии двух уровней водно-ледниковых лессовых пород в северной

части Подольской возвышенности (Соколовский, 1957), однако данных по этому вопросу пока явно недостаточно.

В полесское время сформировался третий уровень, вложенный в уровень днепровского возраста, тогда как во внеледниковой зоне продолжалось лессообразование элювиально-делювиального типа.

На побережьях Черного и Азовского морей распространены на отдельных участках морские, лиманно-морские и дельтовые четвертичные отложения, которые изучали Н. А. Соколов, Н. И. Андрусов, А. П. Павлов, Н. А. Григорович-Березовский, Б. Л. Личков, А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, В. Г. Бондарчук, П. К. Заморий, М. В. Муратов, Г. И. Молявко, Г. И. Попов, П. В. Федоров, А. Г. Эберзин и многие другие. К сожалению, такие важные вопросы, как условия залегания, фациальный состав, обоснованные сопоставления с континентальными образованиями, еще недостаточно изучены, что существенно ограничивает возможности использования этих отложений для неотектонического анализа.

К морским, лиманно-морским и дельтовым четвертичным отложениям относятся: а) чаудинские, на территории СССР известны только на мысе Чауда, где залегают на высоте 20—25 м; б) древнеэвксинские (эвксинские), залегающие на разных высотах по отношению к современному уровню моря; в) узунларские, не образуют самостоятельного геоморфологического уровня, залегают в районе Узунларского и Чокракского озер на древнеэвксинских отложениях; г) карангатские, в районе Хаджибейского и Куяльницкого лиманов и озер западного Крыма залегают ниже уровня моря (характерная для них фауна встречена в переотложенном состоянии в пересыпях и косах). В районе Судака и на побережье Керченского полуострова образуют поверхность террасы высотой от 2 до 18 м над уровнем моря; д) новозэвксинские, встречены в непереотложенном состоянии только ниже уровня моря — береговая линия новозэвксинского бассейна проходила внутри контура современной береговой линии. На верхней абразионной террасе северной части бассейна Черного моря эти осадки, отлагавшиеся почти у поверхности моря, теперь встречены на глубинах до 300 м, а на верхних частях континентального уступа — на значительно больших глубинах; е) древнечерноморские — почти не образуют надводных террас вследствие современного повышения уровня Черного моря. На поверхности затопленной верхней абразионной террасы эти отложения залегают над современным фазеолиновым илом на глубинах до 150 м, тогда как массовое распространение мидий в древнем мидиевом иле не наблюдается глубже 60 м, на основании чего А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1932 и др.) делают вывод об опускании поверхности террасы на 100 м в эпоху отложения современных черноморских осадков, охватывающую всего несколько тысяч лет.

Наличие новозэвксинских мелководных осадков на верхней части континентального уступа и отложений более древних бассейнов только на нижних частях континентальной ступени указывает, по мнению Архангельского и Страхова, на две эпохи образования сбросов в области континентального уступа — доновозэвксинской и посленовозэвксинской.

Для определения геологического возраста древнеэвксинских отложений, наиболее широко распространенных, и сопоставления с континентальными отложениями применяются разными авторами различные способы — исходя из общих соображений о связи уровней замкнутых бассейнов типа древнеэвксинского с развитием оледенений или с гляциоизостатическими процессами, учитывая возраст залегающих на древнеэвксинских отложениях лессовых пород (установленный с помощью ископаемых почв) или при помощи сопоставлений с речными террасами, возраст которых определен комплексом методов (в том числе и палеонтологических).

В настоящее время наиболее распространены две точки зрения по вопросу о возрасте древнеэвксинских отложений: одни исследователи считают их нижнечетвертичными (П. К. Заморий, Г. И. Молякко и др.), другие — среднечетвертичными, отвечающими днепровскому оледенению (В. Г. Бондарчук, М. В. Муратов и др.). Весьма вероятно, что образование древнеэвксинских отложений относится к концу ранней и началу средней эпохи четвертичного периода, к чему пришли В. Г. Бондарчук (1963) и авторы «Унифицированной и корреляционной схемы стратиграфии четвертичных отложений юго-западной части Русской равнины» (1963), что открывает возможности без внесения значительных ошибок сопоставлять поверхность древнеэвксинских отложений с поверхностью террас и уровней днепровского возраста.

Голоценовые движения изучаются комплексом методов, среди которых важное место занимает составление ряда специальных карт: порядков долин, асимметрии долин и междуречий, базисных поверхностей, густоты и глубины расчленения рельефа, извилистости и падений рек, деформированности продольных профилей рек, мощностей и фаций аллювиальных отложений пойменных террас, ширины меандрового пояса и др. (Мещеряков, 1961а; Сетунская, 1959; Философов, 1960; Зятькова, 1961а, б; Проходский, 1963а; Волков, 1963, 1964а, б и др.).

Для территории СССР применялись следующие методы изучения голоценовых движений земной коры.

а) Составление карт падений рек с выделением на них зон аномальных участков и последующей тектонической интерпретацией (Мещеряков, 1956) при изучении рек северо-запада Русской равнины впоследствии широко применялось для разных частей территории СССР Ю. А. Мещеряковым и В. А. Филькиным (1960а), Л. К. Зятьковой (1961а, б), Н. Г. Волковым (1961а, б, в) и др. Особенный интерес представляют исследования Л. Е. Сетунской (1959), которая на основании анализа карты аномальных падений центральной части Правобережной возвышенности Украины установила кольцевой характер поднятия Криворожской структуры.

Применение метода составления карт падений рек, также как и других способов исследования продольных профилей, в частности применявшихся М. С. Кожуриной (1956б) для рек Прикарпатья (Серета, Прута и Днестра), внесло существенный вклад в изучение голоценовой неотектоники СССР, однако в настоящее время указанные методы вполне могут быть заменены методом составления карт изодеф, открывающим значительно более широкие возможности неотектонического анализа.

б) Анализ мощностей и фаций аллювиальных отложений пойменных террас с целью выявления молодых неотектонических движений, разработанный на основании работ по изучению аллювия Е. В. Шанцера (1951), В. В. Ламакина (1948), Н. И. Николаева (1947), Г. И. Горещкого (1947) и др., дал интересные результаты для северо-запада (Мещеряков, 1961а) и юго-востока Русской равнины (Горелов, 1959).

Этот метод, основы которого детально охарактеризованы Мещеряковым, исходит из следующих представлений: 1) в областях опускания в разрезе аккумулятивных пойм, сложенных парагенетическими разностями единой аллювиальной свиты, преобладают более мелкозернистые пойменные фации, а в областях поднятия — русловые, более крупнозернистые фации; 2) в областях опускания граница между русловым и пойменным аллювием расположена ниже меженного уровня, в областях поднятия — выше этого уровня (согласно представлениям, разработанным Е. В. Шанцером, 1951); 3) в областях опускания наблюдается избыточная мощность аллювия (по сравнению с нормальной мощностью, определяющейся особенностями гидрологического режима

реки), в областях поднятия — недостаточная мощность аллювия, образование цокольных пойм.

Метод анализа мощностей и фаций пойменного аллювия является весьма перспективной, но специфической отраслью неотектонических исследований, которая только начала развиваться на Украине и пока не охватила всю территорию СССР. Поэтому в настоящее время авторы вынуждены ограничиться материалами по некоторым рекам бассейна Днестра.

в) Метод анализа ширины меандрового пояса. По материалам изучения морфологии речных долин Днепровско-Донецкой впадины устанавливается определенная зависимость ширины меандрового пояса от развития локальных структур — перед участками поднятий наблюдается расширение меандрового пояса, на участках поднятий — сужение. Указанный метод нуждается в теоретическом обосновании и накоплении фактического материала, в настоящее время может быть использован в комплексе с другими методами.

Сравнительные исследования показали наибольшую перспективность метода изучения продольных профилей речных долин, в связи с чем этому методу уделяется основное внимание в настоящей работе.

Продольный профиль реки, как сравнительно плавная кривая с равномерно изменяющимся уклоном, формируется в результате экзогенных и эндогенных процессов, направленных по вертикали к поверхности Земли (Марков, 1948б) и является проявлением наиболее полной (на каждом данном отрезке реки) компенсации эндогенных движений русловыми процессами (Мещеряков, 1961в).

В настоящее время большинство исследователей считают, что даже после достижения относительно плавной формы профиль продолжает выполаживаться, что отмечает Маккавеев (1955а, б) в своей критике А. Филиппсона (1886), развивавшего представления о профиле равновесия как о состоянии реки, при котором устанавливается равновесие между кинетической энергией водного потока и сопротивлением пород, слагающих ложе реки, в результате чего река превращается в канал для стока материала, смываемого водными потоками со склонов водораздела.

Однако до настоящего времени нет единого мнения о путях преобразования профиля равновесия при изменении условий равновесия одновременно по всему профилю или вследствие образования уступа, смещающегося вдоль профиля, о возможности математического выражения профиля равновесия и по ряду других принципиальных вопросов.

П. С. Йованович (Марков, 1948) делал попытки математически рассчитать продольные профили рек, но при этом им отдельно, а не совместно учитывались основные факторы, влияющие на форму профиля. Он сделал ряд заслуживающих внимания предложений о способах графического изображения и качественного сравнения профилей стока, идеальных профилей равновесия и реальных современных профилей.

Трудность задачи математического выражения продольного профиля заключается в множественности и изменчивости факторов, влияющих на его формирование, особенно сопротивляемости горных пород ложа реки и изменения водности, в связи с чем нельзя не согласиться с К. К. Марковым (1948), который писал, что профиль равновесия «...не отвечает какой-либо математической кривой, в частности не образует параболической кривой, хотя он весьма часто, и в особенности, в условиях умеренного климата, напоминает параболу».

Приведенные соображения объясняют всю сложность анализа продольных профилей и невозможность на данной стадии исследований решения его только математическим путем, однако совсем не опирают метода в целом, особенно при применении анализа продольных

профилей рек для выявления неотектонических движений земной коры и морфоструктурных исследований (Герасимов, 1954; Дементьев, 1938, 1956; Мещеряков, 1961а; Кожурина, 1956б; Сетунская, 1959; Зятькова, 1961а, б; Волков 1961а, б, 1962а, б, 1963, 1964а, б).

В качестве исходной при анализе продольных профилей рек принимается линия водной поверхности при минимальной водности реки (меженной).

Для построения топографических продольных профилей основных рек Украины последовательно измерялась от верховья к устью длина реки (на однородном по времени составлении и масштабу картографическом материале) по отрезкам между точками со значениями абсолютных отметок уреза воды, сведенных к их многолетним среднемеженным значениям. Отрезок длины реки измерялся микрометренным измерителем с определенным для данного масштаба и степени извилистости реки раствором. Однако, учитывая, что при измерениях получается не действительная длина реки (даже при малом растворе циркуля), а лишь длина ломаной линии, вписанной в извилистую линию русла реки, изображенного на топографических планшетах, состоящей из отрезков, равных по величине раствору измерителя, вводился поправочный коэффициент по методу Ю. М. Шокальского. Затем последовательно высчитывались падения (в см/км) для отрезков реки между точками с абсолютными отметками урезов воды по формуле

$$i = \frac{h}{l}, \quad (1)$$

где h — разность отметок урезов воды начальной и конечной точки участка реки; l — длина отрезка реки, для которого вычисляется падение i . Полученные результаты морфометрических исследований заносились в специальные таблицы расчета топографических продольных профилей рек (см. табл. 2, 3).

Графический топографический профиль реки строился на основании представления о выравненном русле реки (без изгибов и излучин), уложенном в одну вертикальную плоскость. Для более четкой фиксации индивидуальных особенностей формы продольного профиля вертикальный масштаб во много раз должен превышать горизонтальный.

Таким образом, топографический профиль реки — непрерывно снижающаяся (от верховья реки к устью) линия меженной водной поверхности, при построении которой по оси ординат откладываются значения абсолютных отметок уреза воды в местах наблюдений, а по оси абсцисс — их расстояния от устья реки.

Топографические продольные профили рек платформенной части территории УССР относятся к нормальному типу продольного профиля равнинных рек умеренного климата, который имеет вид слабоогнутой кривой (Марков, 1948; Иванов, 1951; Сетунская, 1959; Мещеряков, 1961а—в; Волков, 1961а—в и др.). Естественно, что выпуклые участки профиля реки, резкие перегибы профиля, сопровождающиеся локальным увеличением уклона реки, должны быть признаны явлениями аномальными, которые подлежат выделению и специальным исследованиям.

Образование на продольном профиле неровностей разного порядка связано с изменением водности реки, неоднородностью пород, слагающих ее русло, проявлением дифференцированных неотектонических движений и др. Различаются особенности *макроформы* продольных профилей — характер общего изгиба линии профиля, особенности второго порядка — *мезоформы* и мелкие неровности профиля — *микроформы*. Мелкие неровности неустойчивы в пространстве и времени, они обра-

зуются и исчезают вследствие турбулентной и пульсационной деятельности потока, а поэтому при неотектоническом анализе не учитываются. К мезоформам относятся деформации — выпуклые участки профиля, состоящие из отрезков относительно уменьшенных падений (выше максимума деформации) и увеличенных падений (ниже этого максимума); относительные деформации обычно заключены между двумя резкими переломами профиля (рис. 1).

Участок топографического продольного профиля реки, имеющий большее падение по отношению к участку, расположенному выше по течению, называется участком аномального падения.

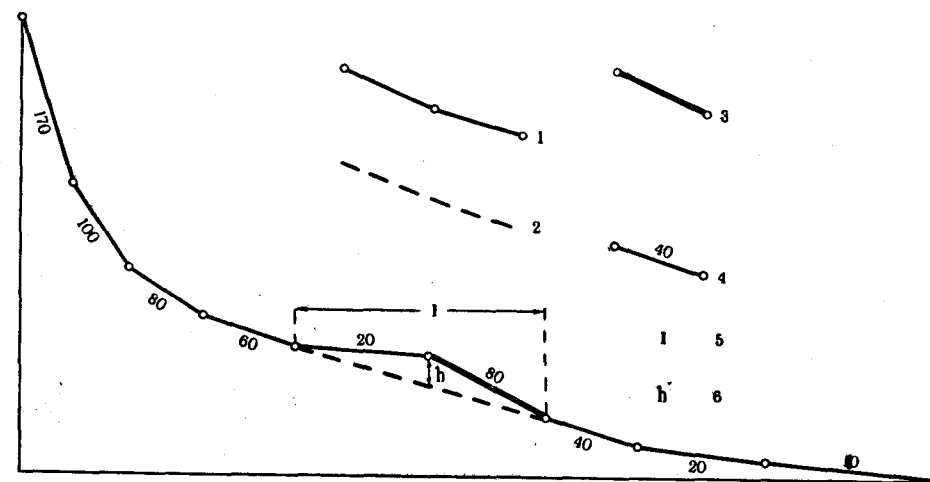


Рис. 1. Схематический продольный профиль равнинной реки умеренного пояса: 1 — линия топографического продольного профиля реки; 2 — линия выравнивания; 3 — участок аномального падения; 4 — падение (см/км); 5 — участок относительной деформации; 6 — высота относительной деформации.

Ю. А. Мещеряков в 1961 г. предложил определять степень преувеличения уклона реки на аномальном участке, которая выражается коэффициентом

$$K_i = \frac{i_a}{\frac{1}{2}(i_v - i_n)}, \quad (2)$$

где i_a — падение реки на аномальном участке; i_v и i_n — падение реки на участках непосредственно выше и ниже аномального. Им же разработана методика составления карт падений рек, на которых участки аномальных падений соединены в зоны и дана их тектоническая интерпретация.

Высота относительной деформации (в м) определяется графически как максимальное отклонение топографического продольного профиля реки от линии выравнивания, соединяющей точки профиля в местах резких переломов профиля, приближая его в известном смысле к плавновогнутой кривой.

В настоящее время образование деформаций продольных профилей рек объясняют двумя способами — гидрологическими и тектоническими причинами.

Сторонники первой точки зрения допускают участие тектонических движений в создании изгибов большого масштаба профиля, однако объясняют мелкие и средние изгибы динамикой руслового потока и из-

менениями гидрологического режима рек в связи с климатическими колебаниями (Маккавеев, 1955а, б).

Большинство геологов и геоморфологов, признавая русловой поток в качестве действующего фактора, вырабатывающего продольный профиль реки, связывают образование многих деформаций профиля с проявлениями новейших и современных движений земной коры. Эту точку зрения разделяют и некоторые гидрологи, в том числе и Д. А. Козловский, который убедительно доказывает в своих работах (1951, 1952), что «тектоника участвует в формировании речного русла и долины, и строить теорию русловых процессов можно, только введя в нее элементы вертикальных движений литосферы» (1952).

Существование двух противоположных точек зрения по этому вопросу оправдывают предпринятую в настоящей работе попытку рассмотреть их, основываясь на изучении морфологии продольных профилей современных русел рек и материалах геологических и геоморфологических исследований речных долин Украины и некоторых прилегающих районов.

Неровности топографического продольного профиля рек второго порядка (мезоформы) могут быть образованы в результате: 1) неоднородности литолого-петрографического состава коренных пород, слагающих ложе реки; 2) изменения расходов воды, режима уровней и характера наносов в связи с впадением притоков; 3) локального проявления неотектонических движений. Для оценки роли литолого-петрографического фактора в образовании относительных деформаций сопоставляется продольный профиль с геологическим разрезом вдоль речной долины (см. схематические продольные профили рек — рис. 23—30, 32—39). Гидрологический фактор учитывается пока только качественно, главным образом при выяснении влияния резкого увеличения расходов в месте впадения притоков на форму продольного профиля основной реки. Только после исключения влияния литолого-петрографического и гидрологического факторов можно предполагать образование относительных деформаций продольного профиля в результате проявления дифференцированных движений земной коры.

В большинстве случаев отмечается унаследованная тектоническая активность уже известных по геологическим или геофизическим данным структур, сформировавшихся на более ранних этапах геологического развития, однако применение предлагаемых методов способствует выявлению и новых структур, ранее не выделявшихся.

Анализ обширного фактического материала убедительно доказывает тектоническую природу образования большинства относительных деформаций. Они составляют 85,7% общего числа деформаций, выделенных на топографических продольных профилях рек Украины и прилегающих районов. Образование относительных деформаций может быть связано одновременно с несколькими причинами, чаще всего, когда в результате тектонических проявлений происходит смена состава пород (6% общего количества выделенных деформаций). Ведущий фактор образования остальных деформаций (8,3%) — гидрологический.

Тектонические деформации продольного профиля рек платформенной части территории СССР обусловлены локальными поднятиями (антиклинальными структурами, соляными штоками, приподнятыми блоками, тектоническими валами и т. д.) или разрывными нарушениями, что находит свое отражение в морфологии деформаций профиля, однако далеко не все локальные структуры выражены в форме продольных профилей рек, что может быть обусловлено следующими причинами: а) недостаточным обеспечением линии топографического продольного профиля реки абсолютными отметками уреза воды (для данного масштаба); б) обтеканием рекой локального поднятия; в) не-

активностью известных локальных структур на последнем этапе их тектонического развития.

Из сказанного следует, что только после исключения первых двух причин путем дополнительных исследований (морфометрических и геоморфологических) можно сделать вывод о неактивности данной структуры. Следует заметить, что 74,7% от показываемых на тектонических картах Украины локальных структур, пересекаемых речными долинами в пределах Донецко-Днепровско-Припятского грабена и Добруджинского прогиба, выражены в форме продольных профилей рек (см. табл. 4).

Количественная характеристика величины деформации, а через нее и степени тектонической активности может производиться разными способами. Наиболее универсальным, но, к сожалению, страдающим некоторыми недостатками, является определение высоты относительных деформаций (по отношению к линии выравнивания).

С. В. Григорьев (1936, 1946) делит продольные профили рек по их макроформе на профили равновесия прямолинейные и сбросовые; П. В. Иванов (1951) предлагает заменить термин «профиль равновесия» термином «плавновогнутый профиль», так как профили остальных типов также близки к состоянию равновесия, и выделяет еще один тип профиля — гирляндобразный.

Следует отметить малую пригодность термина «сбросовый профиль», так как при формировании профиля такого типа может главную роль играть не только сброс, но и другие причины, в частности резкое изменение сопротивляемости пород, поглощение воды карстовыми пустотами.

Кроме того, проявление в форме продольного профиля активности сбросовых нарушений обычно резко сказывается не на всем профиле, а только на отдельном участке и поэтому относится к мезоформам.

Мало удачным представляется и термин «гирляндобразный профиль», так как всякий профиль, имеющий перегибы, будет, по сути, гирляндобразным, в котором чередуются выпуклые и вогнутые части, и эта характеристика относится скорее к мезоформам, а не определяет общий изгиб профиля.

До настоящего времени нет общепринятых количественных характеристик макроформы продольных профилей рек, кроме длины реки (L), превышения верховья реки над устьем (H) и среднего уклона реки $I = \frac{H}{L}$, которые не дают представления о его форме.

Предложенный П. В. Ивановым способ количественной характеристики формы линии продольного профиля сводится к определению отношения между частями площадей прямоугольника HL , описанного вокруг профиля (рис. 2),

$$n = \frac{S_B}{S_H} = \frac{HL - S_H}{S_H}, \quad (3)$$

где n — общий показатель формы продольного профиля реки, S_B — часть прямоугольника HL , лежащая выше линии профиля, и S_H — часть площади, лежащая ниже этой линии.

Как показали исследования, проведенные на территории Украины, величина n изменяется в широких пределах — от 0,69 для р. Супоя до 4,94 для р. Конки (см. табл. 1). Среднее значение показателя для бассейна Днестра — 1,47; рек северного побережья Черного моря — 1,74; бассейна Ю. Буга — 1,71; бассейна Днепра — 2,28; рек северного побережья Азовского моря — 3,68; бассейна Сев. Донца — 2,64. Среднее значение для территории Украины составляет 2,24.

Для продольных профилей рек Украины предлагаются следующие основные типовые формы, отличающиеся друг от друга качественными

Основные показатели топографических продольных профилей рек

Река	Превышение верховья над устьем, H (м)	Часть площади прямоугольника, лежащая выше линии профиля, S_B (км ²)	Часть площади прямоугольника, лежащая ниже линии профиля, S_H (км ²)	Показатель формы продольного профиля реки, $n = \frac{S_B}{S_H}$
------	---	--	--	--

Прут (с Заболотово-устья)	450,0	311,5	75,5	4,12
---------------------------	-------	-------	------	------

Бассейн Днестра

Днестр (от г. Ст. Самбора до устья)	330,0	311,0	121,3	2,56
Гнилая Липа	122,0	7,1	3,4	2,08
Серет	224,0	27,3	26,9	1,01
Збруч	222,5	28,6	25,7	1,11
Жванчик	209,0	10,8	11,3	0,95
Смотрич	221,3	19,6	17,8	1,10
Ушица	240,5	16,9	12,4	1,36
Мурафа	311,5	29,6	20,9	1,41
Кучурган	96,5	6,6	3,9	1,69

Реки северного побережья Черного моря

Когильник (в пределах УССР)	48,1	3,5	2,3	1,52
Б. Куяльник	98,0	9,2	5,5	1,67
Тилигул	160,5	18,6	9,1	2,04

Бассейн Ю. Буга

Ю. Буг	321,0	138,2	116,0	1,19
Кодыма	100,0	9,7	5,2	1,86
Собь	127,4	11,1	4,8	2,31
Синюха	44,7	2,4	2,5	0,96
Ингул	149,8	36,7	16,3	2,25

Бассейн Днестра

Днестр (от г. Лоева устья до)	107,0	60,2	61,5	0,98
Припять	64,2	29,8	18,2	1,63
Турья	61,0	6,8	4,4	1,54
Стоход	76,0	9,4	4,7	2,00
Стырь	119,4	36,6	15,6	2,34
Иква	189,1	23,3	6,3	3,68
Горынь	218,0	106,9	36,8	2,90
Случь	181,0	52,0	29,6	1,75
Уборть	97,0	14,6	10,8	1,35
Словечна	172,0	19,3	7,7	2,50
Уж	121,0	17,2	13,7	1,25
Тетерев	200,0	53,9	19,1	2,82
Рось	191,5	44,6	22,4	1,99
Тясмин	93,2	13,4	4,6	2,91
Базавлук	127,3	17,8	5,9	3,01
Ингулец	158,4	65,9	21,4	3,08
Десна	146,0	119,3	45,1	2,64
Сейм	135,2	74,7	19,8	3,77
Снов	72,0	14,4	6,0	2,40
Остер	37,0	4,2	3,2	1,31
Трубеж	27,0	1,4	1,6	0,87
Супой	50,7	3,0	4,3	0,69
Сула	91,8	25,5	12,6	2,02

и количественными характеристиками: а) вогнутые ($n > 1$) и б) выпуклые ($n < 1$). Кроме того, вогнутые, имеющие вид гиперболической кривой, подразделяются на: 1) близкие к прямолинейным ($n = 1,0 - 1,5$); 2) слабоогнутые ($n = 1,5 - 4,0$) и 3) сильноогнутые ($n > 4,0$) (рис. 3).

На территории Украины наиболее распространены продольные профили слабоогнутого типа (78,5% общего количества анализируемых продольных профилей). К нему относятся участки платформенных частей продольных профилей Прута и Днестра, некоторые реки

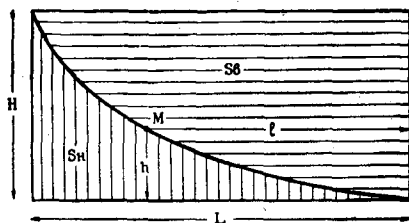


Рис. 2 (объяснение в тексте).

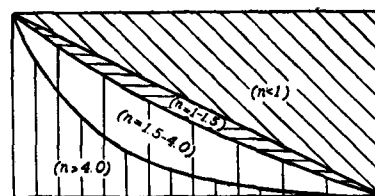


Рис. 3. Типовые формы профилей:

1 — поле выпуклых профилей ($n < 1$). Поля вогнутых профилей: 2 — близких к прямолинейным ($n = 1 - 1,5$); 3 — слабоогнутых ($n = 1,5 - 4,0$); 4 — сильноогнутых ($n > 4,0$).

бассейнов Днестра—Гнилая Липа, Мурафа, Кучурган и Ю. Буга—Кодыма, Собь, Ингул; реки северного побережья Черного моря—Когильник, Б. Куяльник, Тилигул; большинство рек бассейнов Днепра (с Припятью и ее правыми притоками) и Сев. Донца. Реки, имеющие сильноогнутую форму профиля, составляют всего 4,6% — Конка, Молочная, Бахмутка. Незначительно распространены реки с продольными профилями, близкими к прямолинейному типу (9,2%) — Серет, Збруч, Смотрич, Ушица, Ю. Буг, Остер. Выпуклую форму (7,7%) имеют реки Жванчик, Синюха, Днепр (в пределах УССР), Трубеж, Супой.

Макроформа продольных профилей связана с их гидрологическим режимом — реки с увеличением расходов от верховья к устью имеют вогнутые профили, с уменьшением — выпуклые, реки с большими расходами будут иметь более пологие профили и т. д., однако очевидна и зависимость их от геоструктуры. В качестве примера следует указать, что реки Воыно-Подольской плиты, Украинского кристаллического щита имеют менее выработанную форму профиля (широко распространены выпуклый и почти прямолинейный типы), тогда как русла рек или их участки, протекающие по Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинам, характеризуются вогнутыми профилями.

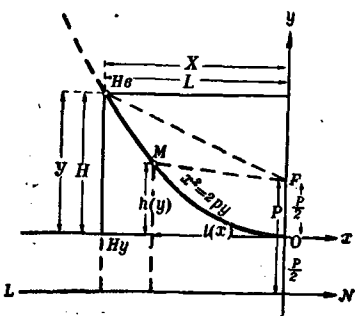


Рис. 4 (объяснение в тексте).

Анализ топографических продольных профилей рек и разбор существующих математических способов их выражения позволили сделать вывод о том, что ближе всего по своей форме и свойствам к природной линии продольного профиля рек платформенной части УССР приближается теоретическая кривая второго порядка — парабола (рис. 4), проходящая через высшую точку характеризуемой части продольного профиля (M) и имеющая вершину в его нижней точке (O), с осью параболы, направленной через эту точку профиля вертикально вверх Oy. Парабола симметрична оси Oy, фокус (F) ее лежит на оси ординат, а директриса (LN) параллельна оси Ox.

Продолжение табл. 1

Река	Превышение верховья над устьем, H (м)	Часть площади прямоугольни- ка, лежащая выше линии профиля, S_B (км ²)	Часть площади прямоугольни- ка, лежащая ниже линии профиля, S_H (км ²)	Показатель формы про- дольного про- филя реки, $n = \frac{S_B}{S_H}$
Удай	53,4	10,8	6,3	1,71
Б. Ромен	32,4	2,0	1,2	1,66
Псел	163,6	84,0	33,6	2,50
Хорол	98,9	22,3	7,4	3,01
Ворскла	134,7	40,4	20,9	1,93
Орель	95,5	21,7	8,9	2,43
Самара	117,8	26,6	10,0	2,66
Волчья	105,0	24,7	9,0	2,74
Конка	171,4	35,1	7,1	4,94

Реки северного побережья Азовского моря

Молочная (с Токмачкой)	240,0	43,1	9,4	4,58
Берда	268,8	29,5	8,4	3,51
Кальмиус	240,0	42,3	14,3	2,95

Бассейн Сев. Донца

Сев. Донец (в пределах УССР)	194,8	144,7	60,4	2,39
Уды	105,2	11,4	5,8	1,96
Лопань	94,0	6,3	2,7	2,33
Берека	84,6	6,5	3,0	2,16
Казенный То- рец	127,2	13,1	3,9	3,35
Бахмутка	186,2	13,2	2,8	4,71
Лугань	231,0	34,6	11,1	3,11
Оскол	140,6	46,6	19,8	2,35
Красная	57,0	4,9	2,4	2,04
Айдар	76,0	13,6	6,5	2,09
Деркул	92,6	10,8	4,3	2,51

При таком положении параболы с ветвями, направленными вверх, простейшее ее уравнение имеет вид

$$x^2 = 2py. \quad (4)$$

Действительно (рис. 4), если точка H_B (верховье реки) будет иметь координаты (X, Y) или (L, H) и $H=Y$, а $L=X$, то, используя уравнение параболы $x^2=2py$, можно записать

$$L^2 = 2pH;$$

для точки M , расположенной на параболе и имеющей координаты (x, y) или (l, h) и $h=y$, а $l=x$, будет

$$l^2 = 2ph.$$

Возьмем отношение последних двух уравнений

$$\frac{l^2}{L^2} = \frac{h}{H},$$

или $l^2 H = L^2 h$, откуда $h = H \frac{l^2}{L^2} = H \left(\frac{l}{L} \right)^2$;

тогда

$$h = H \left(\frac{l}{L} \right)^2, \quad (5)$$

где h — превышение точки $M(l, h)$ или (x, y) над устьем реки (вершиной параболы — O); H — разность абсолютных отметок верховья реки и устья (Y); L — длина реки (X); l — расстояние от устья реки до точки $M(x)$.

По мнению П. В. Иванова (1951), определенный по формуле (3) показатель формы n является одновременно показателем степени уравнения параболы

$$h = H \left(\frac{l}{L} \right)^n. \quad (6)$$

Уравнение (6) позволяет определить превышение h над топографическим устьем реки в каждой точке профиля.

Рассчитанные превышения h' , h'' ... h^n позволяют построить теоретическую кривую, представляющую собой одну ветвь параболы.

Таким образом, линия параболы (при любом значении n) является линией, генерализующей линию реально существующего продольного профиля.

Уклон реки в любой точке (l, h) рассматривается близким к тангенсу угла касательной к соответствующей точке параболы с той же абсциссой l (расстояние от устья реки) и ординатой h (превышение над устьем реки):

$$I = \operatorname{tg} \alpha = \frac{nh}{l} = ni, \quad (7)$$

где I — местный уклон реки в точке (l, h) ; i — средний уклон от точки (l, h) до устья реки; n — показатель формы продольного профиля реки.

Изложенное выше справедливо только для рек, впадающих в море или озеро, когда существует соответствие между нулевым уклоном реки в устье и уклоном параболы в ее вершине ($I_0=0$). Но оно не отвечает действительности, когда река сама является притоком и уклон в ее устьевой части не равен нулю ($I_0 \neq 0$). В таком случае предлагается использовать следующее уравнение скошенной параболы n -й степени (по П. В. Иванову):

$$h = H_1 \left(\frac{l}{L} \right) + H_2 \left(\frac{l}{L} \right)^n, \quad (8)$$

где $H_1 = L \cdot I_0$ (I_0 — падение основной реки в месте слияния с данным притоком); $H_2 = H - H_1$ (H — превышение верховья реки над устьем); $H = H_1 + H_2$.

Показатель формы будет определяться по формуле

$$n = \frac{S_B - \frac{1}{2} I_0 L^2}{S_H - \frac{1}{2} I_0 L^2}. \quad (9)$$

Уклон линии профиля в любой точке с координатами (l, h) определится в этом случае, как

$$I = n \left(\frac{h}{l} - I_0 \right) + I_0. \quad (10)$$

Приведенные формулы (8)–(10) для построения теоретической кривой продольных профилей рек, не имеющих нулевых уклонов в устье, при $I_0=0$ переходят в формулы (3), (6), (7).

Многочисленные экспериментальные исследования по построению теоретических продольных профилей рек Украины различными математическими методами подтверждают простоту и удобство формул Иванова, позволяющих весьма несложно через показатель формы продольного профиля реки n рассчитать и в символической форме передать очертание линии продольного профиля любой формы с определенными морфометрическими показателями русла реки (H , L , I_0 , n).

Однако использование формул Иванова для анализа продольных профилей рек с целью изучения последних этапов неотектонических движений земной коры (Сетунская, 1959; Волков, 1961 и др.) требует дополнительных исследований и введения определенных поправок, которые приблизили бы в каждом конкретном случае аналог топографического продольного профиля реки к профилю равновесия, в частности, необходимо величину n определять для каждой реки отдельно, а не ограничиваться единым осредненным значением $n=2$ для рек Русской равнины, как это иногда делается.

Верховье и устье реки имеют вполне определенное современное гипсометрическое положение (H_v и H_y), которое, однако, не было всегда постоянным и существенно изменялось в четвертичное время.

В частности, широко известны факты, свидетельствующие о неоднократных перемещениях береговой линии Азовско-Черноморского бассейна, где совсем молодая трансгрессия привела к затоплению устьев рек и балок и образованию многочисленных лиманов и соленых озер. Устье реки по мере наступания моря на сушу прошло расстояние l^0 и достигло современного положения. Его высотное положение соответственно изменилось на Δh , равное суммарной амплитуде отрицательных неотектонических движений (рис. 5).

Поэтому при расчете геометрического аналога основной реки необходимо вводить поправку за несоответствие высотного и линейного (по линии профиля) положения современного устья древнему устью реки l^0 (рис. 5).

В формулу (6) подставляется значение не L , а

$$L^1 = L + l^0, \quad (11)$$

где L — современная длина реки; L^1 — длина реки до затопления ее устьевым участком лиманом; l^0 — длина затопленного участка русла реки.

Вторая задача заключается в необходимости введения поправки за счет увязки высотного положения устья притоков с геометрическим аналогом основной реки в месте впадения притока $\pm d_0$. В результате введения поправки величина H , входящая в уравнение (8), будет заменена величиной H' :

$$H = H_v - H_y, \quad H' = (H_v - H_y) \pm d_0; \quad (12)$$

$$H' = H \pm d_0,$$

где H — превышение верховья реки над устьем; H' — превышение верховья притока над геометрическим аналогом основной реки в месте впадения притока; $\pm d_0$ — относительное превышение топографического устья притока над геометрическим аналогом основной реки в месте впадения притока.

Следовательно, геометрическим аналогом топографического продольного профиля реки называется рассчитанная при определенных морфометрических показателях плавная линия с индивидуально определенным показателем ее формы n , которая генерализует реально су-

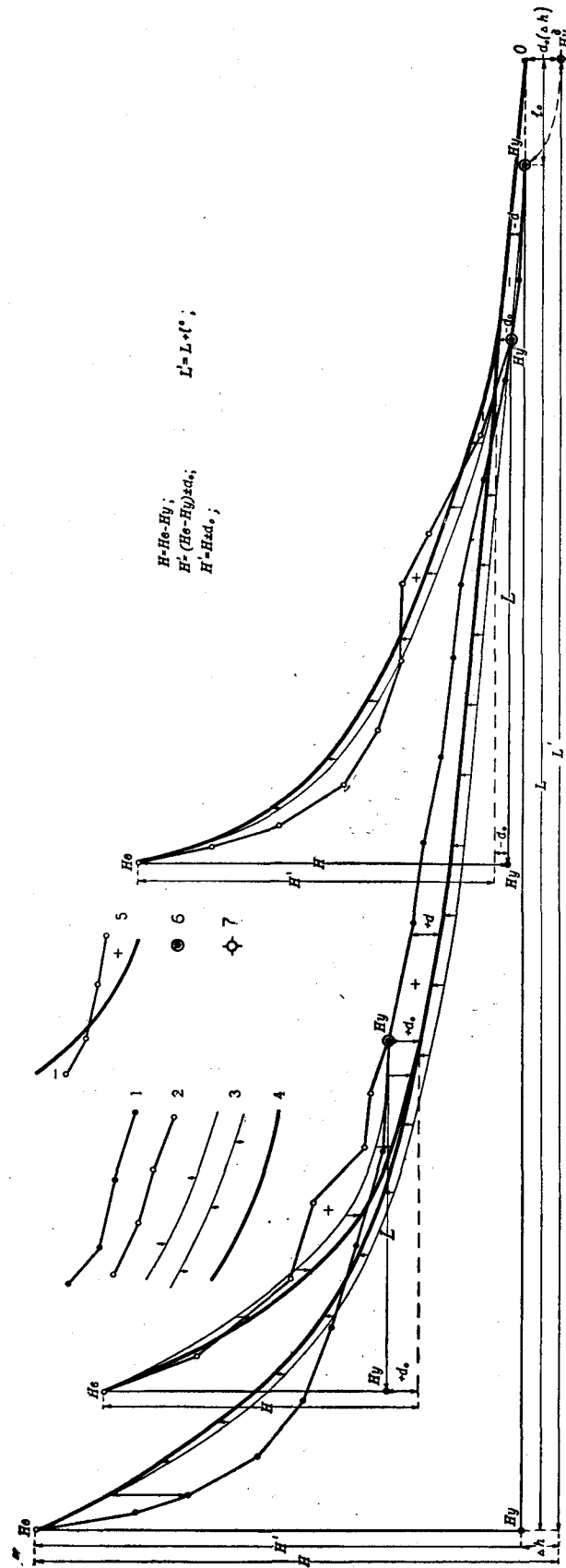


Рис. 5. Введение поправок за несоответствие высотного и линейного (по линии профиля) положения современного устья древнему устью основной реки и несоответствие высотного положения устья притока геометрическому аналогу основной реки.

1 — топографический продольный профиль основной реки; 2 — продольный профиль притока; 3 — геометрические аналоги до введения поправки n и $\pm d_0$; 4 — геометрические аналоги после введения поправки; 5 — относительная деформированность продольного профиля ($\pm$); 6 — абсолютное положение современного устья реки; 7 — высотное положение древнего устья основной реки.
 H_v — абсолютная отметка верховья реки; H_y — абсолютная отметка современного устья реки; H'_v — абсолютная отметка древнего устья основной реки; H — превышение верховья над устьем; H' — превышение верховья над геометрическим аналогом основной реки в месте впадения притока; L — современная длина реки; L^1 — длина реки до затопления ее устьевым участком; l^0 — длина затопленного участка русла реки; d_0 — величина относительной деформированности устья притока; Δh — превышение современного устья реки над древним; $\pm d$ — величина относительной деформированности в данной точке профиля; O — современный уровень моря.

существующий в природе топографический профиль. Линия геометрического аналога совпадает с топографическим продольным профилем в его верховье или высшей точке характеризуемой части профиля и смещена в устье притока на величину $\pm d_0$.

Введение указанных поправок приближает геометрический аналог к профилю равновесия. Можно предполагать, что продольный профиль реки при стабильных тектонических условиях был бы близким к этой линии. В качестве примера расчетов продольных профилей рек, проведенных по всей территории Украины, приводим данные по рекам Соби и Молочной (табл. 2, 3).

Задача дальнейших исследований в этой области — поиски способов введения поправок, исключающих влияние неотектоники на изменение высотного положения верховья реки, что до настоящего времени сделать не удалось.

Для характеристики неотектонических движений в голоцене предлагается использование величины относительной деформированности продольного профиля $\pm d$, под которой понимается величина отклонения топографической линии продольного профиля от линии рассчитанного геометрического аналога. Величина $\pm d$ определяется алгебраически как разность абсолютных отметок или графически. Она положительна, если линия топографического продольного профиля реки расположена выше линии его геометрического аналога, и отрицательна — при обратном их соотношении.

Предлагаемая методика изучения продольных профилей рек является только одним из компонентов комплексного исследования неотектонических движений разнообразными методами. Учет результатов исследования другими методами позволяет принять, что участки профиля с положительной деформированностью и, следовательно, с невыработанным продольным профилем соответствуют участкам поднятий земной коры, а участки с отрицательными значениями деформированности и переуглубленным продольным профилем соответствуют участкам опусканий, причем разная величина относительной деформированности характеризует различную интенсивность локальных движений.

Обобщение полученных данных методом изолиний позволило составить карту относительной деформированности продольных профилей рек УССР (см. рис. 22), на которой точки с одинаковыми значениями деформированности соединены *изодефами*; на данном этапе исследований изодефы только в первом приближении соответствуют линиям равных неотектонических движений — *изобазам*.

Предлагаемая методика до разработки способа исключения влияния неотектонических движений на высотное положение верховья реки не позволяет характеризовать водораздельные пространства, не пересекаемые речными долинами, а русла заходящих сюда верховьев рек в результате недостаточного количества воды еще не являются надежным индикатором неотектонических движений.

Последний этап неотектонических движений, выделяемый под названием современных, изучается геодезическими или другими прямыми методами и охватывает последние 50—60 лет.

Исходным материалом для суждения о современных вертикальных движениях на территории УССР являются исследования при помощи сетей повторного нивелирования, результаты которых в сведенном и обработанном виде опубликованы в книге «Современные вертикальные движения земной коры», вышедшей в 1958 г. под редакцией акад. И. П. Герасимова и проф. Ю. В. Филиппова (авторы-геодезисты М. И. Синягина и В. А. Матцова, океанографы В. А. Зенин и А. Г. Евдокимова, геоморфологи А. В. Живаго, Л. Г. Каманин и Ю. А. Мещеряков). Кроме того, дополнительно были получены от МИИГАИКа ре-

Таблица 2

Расчет продольного профиля р. Соби

Расчет топографического профиля					Расчет геометрического аналога	
Превышение данной точки над устьем, м	Расстояние от устья, км	Разность превышения, м	Расстояние между точками, км	Падение, см/км	Превышение над устьем	
					без поправок $\pm d_0$, м	с поправкой $\pm d_0$, м
127,4	125,0	61,0	22,0	277,2	127,4	150,3
66,4	103,0	5,0	4,0	125,0	73,5	82,9
61,4	99,0	2,0	2,0	100,0	66,8	75,6
59,4	97,0	3,0	3,0	100,0	63,4	70,6
56,4	94,0	6,0	5,0	120,0	59,0	65,2
50,4	89,0	5,0	11,0	45,4	52,4	57,2
45,4	78,0	9,3	6,0	155,0	40,6	43,2
36,1	72,0	3,1	4,0	77,5	35,5	37,3
33,0	68,0	3,6	7,0	51,4	32,4	33,8
29,4	61,0	1,5	3,0	50,0	27,8	28,6
27,9	58,0	1,9	4,0	47,5	25,9	26,6
26,0	54,0	5,6	7,0	80,0	23,7	24,2
20,4	47,0	2,0	5,0	40,0	20,0	20,3
18,4	42,0	4,7	6,0	78,3	17,8	17,9
13,7	36,0	4,3	18,0	23,8	14,7	14,8
9,4	18,0	9,4	18,0	52,2	7,4	7,4
0	0				0	0

Примечание. Значения величин, входящих в уравнение расчета геометрического аналога: $H=127,4$ м; $L=125,0$ км; $I_0=41$ см/км; $H_1=51,2$ м; $H_2=76,2$ м; $n=4,6$; $d_0=22,9$ м; $H'=150,3$ м; $H_2=99,1$ м.

Таблица 3

Расчет продольного профиля р. Молочной

Расчет топографического профиля					Расчет геометрического аналога	
Превышение данной точки над устьем, м	Расстояние от устья, км	Разность превышения, м	Расстояние между точками, км	Падение, см/км	Превышение над устьем	
					без поправок I^0 , м	с поправкой I^0 , м
240,0	219	40	4,0	1000,0	240,0	240,0
200,0	215	20	4,5	444,4	220,4	219,4
180,0	210,5	30	8,5	352,9	199,2	204,2
150,0	202	18	8,0	225,0	164,1	172,6
132,0	194	32	10,0	320,0	136,1	146,5
100,0	184	10	4,0	250,0	106,1	118,5
90,0	180	10	5,0	200,0	95,9	109,2
80,0	175	10	11,0	90,9	83,9	97,6
70,0	164	10	3,0	333,3	62,1	75,5
60,0	161	10	4,5	222,2	56,8	70,2
50,0	156,5	10	7,5	133,3	49,9	62,1
40,0	149	20	49,0	40,8	39,5	51,9
20,0	100	20	100,0	20,0	6,3	11,9
0	0	—	—	—	0	0,1
-2,0	-32	—	—	—	—	0

Примечание. Значения величин, входящих в уравнение расчета геометрического аналога: $H=240$ м; $L=219$ км; $I^0=32$ км; $n=4,58$.

зультаты повторных нивелировок по линиям Раздельная — Джурджулешты, Красне — Чоп — Ужгород и Лепескова — Курск.

На основании этих материалов составлена карта скоростей современных вертикальных движений земной коры на территории СССР (см. рис. 40), которая несколько отличается от карты, опубликованной указанными авторами, главным образом в интерпретации, при которой тщательно учитывались особенности тектоники.

Карта скоростей современных вертикальных движений отражает только общую картину распространения современных движений — она составлена по данным о скоростях, расположенных только вдоль очень неравномерно распределенных на территории СССР нивелировочных линий. Существенным также является пока окончательно не решенный вопрос о периоде современных вертикальных колебаний и об одинаковой продолжительности этого периода для разных частей территории и разных структур, без чего нет уверенности о возможности выявления скорости движения отнесением наблюдаемой амплитуды к промежутку времени между наблюдениями. Значительные сложности возникают и при приведении наблюдаемых скоростей в одну систему, вычисленную от пунктов на побережьях морей, поскольку в настоящее время нет уверенно выведенной величины эвстатических изменений уровня океана, которую можно было бы вводить как поправку.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ СССР В НЕОГЕНЕ

Карта суммарных амплитуд неотектонических движений за неоген-четвертичный период (рис. 6) составлена для всей территории СССР, что обусловлено необходимостью получения общей картины развития неотектонических движений как в пределах платформенной части СССР — специального предмета наших исследований, так и геосинклинальных структур Карпат и Горного Крыма.

Суммарная амплитуда вертикальных движений земной коры вычислялась различно для разных регионов:

а) в районах распространения морских неогеновых отложений — на Волыно-Подольской и Бессарабской плите, западной и южной частях Украинского кристаллического щита, в Причерноморской впадине, в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, на южном склоне Приазовского массива и в Северо-Крымском прогибе — в качестве основного критерия на большей части территории принято высотное положение границы между морскими палеогеновыми (нижне- и средне-олигоценными) отложениями харьковской свиты и морскими неогеновыми отложениями. На Волыно-Подольской плите, где нет харьковских отложений, учитывалось высотное положение подошвы морских неогеновых осадков, залегающих на разновозрастных верхнемеловых породах (кроме материалов бурения, принимались во внимание карты стратозиогипс, составленные С. И. Пастернаком, К. Н. Варавой и И. И. Цапенко). В западной части щита, в связи с залеганием морских неогеновых отложений непосредственно на поверхности пород докембрийского возраста, суммарная амплитуда вычислялась по абсолютным отметкам этой поверхности;

б) в районах, где нет морских неогеновых отложений, — на центральной и восточной частях Украинского кристаллического щита и в Днепровско-Донецкой впадине — по высотному положению кровли морских осадков харьковской свиты (с внесением соответствующей поправки на участках позднейших размывов);

в) в районах, где не развиты морские неогеновые и палеогеновые отложения (Донбасс), а также в районах, где в конце олигоцена произошли горообразовательные движения (Карпаты, Горный Крым) — по высотному положению поверхностей выравнивания соответствующего возраста;

г) в районах распространения пород майкопской свиты верхнепалеогеново-нижнемиоценового возраста — по кровле майкопских отложений (Азово-Кубанский передовой прогиб);

д) в Предкарпатском передовом прогибе — по границе между породами рунской, верхнекресненской и космачской свит и воротищенской серии, в Закарпатской впадине — по подошве даниловской серии.

Таким образом, нижняя граница времени, характеризующаяся описываемой картой, не везде одинакова — она лежит в пределах от олигоцена (Карпаты) до миоцена (Азово-Кубанский передовой прогиб). Ошибка, вносимая в результате этой неизбежной при современном состоянии знаний непоследовательности в определении нижней границы, в большинстве случаев не превышает точности вычислений.

Показанные на рассматриваемой карте юго-западная и южная границы Русской платформы проведены на основании всего комплекса имеющихся данных. Граница с Предкарпатским краевым прогибом проявляется в наличии в прогибе нижнемиоценовых пород, которых нет на платформе, резком увеличении мощностей среднемиоценовых отложений, в смене платформенных фаций фациями прогибов, в наличии серии разломов и флексур, ограничивающих платформу, и, наконец, в разной направленности к амплитуде неотектонических движений — юго-западный край платформы испытывал в начале неогена небольшие опускания, которые сменились со среднего сармата эпохой длительных поднятий, тогда как в области передового прогиба интенсивность ранне-неогеновых опусканий достигла нескольких тысяч метров, а последовавшие за ними поднятия были резко дифференцированными в пространстве.

Граница с Крымскими горами проведена на западе по подножью внешней гряды, а на востоке — по северо-западному краю Азово-Кубанской впадины. Северо-Крымский прогиб («скифская платформа») начиная с мезозоя уже был причленен к докембрийской платформе и отличался от нее только развитием локальных структур Тарханкута.

На платформенной части территории СССР максимальные суммарные амплитуды неоген-четвертичных поднятий (300—350 м) установлены в юго-западной части Воыно-Подольской плиты и на Донбассе — в северной части Главного антиклинала и на Северном антиклинале.

Между зонами максимальных суммарных амплитуд поднятий расположены участки, переживавшие меньшие суммарные поднятия, которые у южной части Причерноморской впадины сменяются опусканиями.

Суммарные амплитуды поднятий от 250 до 300 м наблюдаются вдоль северо-западных границ участка с максимальными поднятиями на Воыно-Подольской плите и на значительно больших пространствах в средней части щита (расширение зоны поднятий в восточном направлении в общих чертах отвечает контурам Воыно-Подольского или Бердичевского антиклинория — структурного элемента области раннеархейской складчатости, сложенного подольской серией гнейсов и чудново-бердичевских гранитов). Зона с суммарными амплитудами поднятий 250—300 м окаймляет зону максимальных поднятий Донбасса и охватывает наиболее возвышенные участки Приазовской части щита. Зона суммарных амплитуд поднятий от 200 до 250 м расположена концентрически вокруг зоны максимальных поднятий Воыно-Подольской плиты и кристаллического щита, охватывает почти весь открытый Донбасс (за исключением его центральных участков) и осевую область приазовской части щита.

Зона суммарных амплитуд поднятий 150—200 м охватывает центральную часть кристаллического щита (включает области распространения наложенных интрузивных массивов гранитов верхнего структурного яруса нижнего архея, Корсунь-Новомиргородский протерозойский плутон, связанный с разломами, и нижнеархейский блок приднепровской серии гнейсов и гранитов в области раннеархейской складчатости), оконтуривает узкой полосой открытый Донбасс и центральные участки приазовской части щита и охватывает юго-западный склон Воронежского кристаллического массива.

Зона суммарных амплитуд поднятий 100—150 м охватывает Полесский массив (изобазы 150 м проходят по широте г. Сарны, что отвечает южной границе залегания подошвы четвертичных отложений ниже базиса эрозии), северо-восточную и юго-западную части кристаллического щита, небольшие участки в центральной части щита (соответствующие запорожскому нижнеархейскому блоку приднепровской серии

гранитов и гнейсов), оконтуривает узкой полосой центральные участки приазовской части щита и северо-восточную часть Днепровско-Донецкой впадины (юго-западная часть впадины оконтуривается изогипсой +75). В пределах Днепровско-Донецкой впадины изобазы отчетливо отражают наличие развивающихся в неогене локальных купольных и диапировых структур, между которыми выделяются участки локальных опусканий. Дифференцированные движения наблюдаются не только в центральной части впадины в Донецко-Днепровско-Припятском грабене, но также на юго-западном и северо-восточном бортах впадины.

Зона суммарных амплитуд поднятий 50—100 м распространяется в северной части Бессарабской плиты, южной части кристаллического щита, в Конкско-Ялынской впадине, на западном и юго-восточном участках приазовской части щита и на локальных участках относительно замедленных поднятий в Днепровско-Донецкой впадине и на северо-восточном склоне кристаллического щита.

Нулевая изобазы проходит южнее городов Бельцы, севернее Оргеза, южнее Вознесенска, севернее г. Никополя, севернее Мелитополя, по южной окраине приазовской части щита.

Суммарные амплитуды опусканий увеличиваются к югу и достигают более 250 м в Присивашье, но еще южнее опускания уменьшаются и изобазы 0—50 м оконтуривают локальные структуры Тарханкута; в Альминской впадине амплитуды суммарных опусканий достигают 250 м.

Более сложная картина наблюдается в южной части междуречья Прут — Днестр, отвечающей западной части Причерноморской низменности, Добруджинскому прогибу и погруженному склону Добруджи. Здесь максимальное погружение (суммарная амплитуда более 600 м) установлено в районе г. Кагула; к юго-западу от устья Днестровского лимана опускания уменьшаются до 250—300 м, а в районе между Измаилом и Килией — менее 175 м.

В Прикарпатье суммарная амплитуда опусканий достигает 4000 м, в Закарпатье — более 2000 м, в Индольской впадине — более 500 м; суммарные амплитуды поднятий Карпат достигают 2000 м, Горного Крыма — более 1000 м.

В целом в неоген-четвертичном периоде на территории СССР преобладали восходящие движения. Как показали наши подсчеты, общий объем (в км³) поднятий за это время составляет около 62 700; опусканий — 14 300; превышение поднятий над опусканиями — 48 400.

Эти объемы распределяются по отдельным регионам следующим образом: Украинский кристаллический щит — поднятия 20 200; Воыно-Подольская плита — поднятия 15 700; Днепровско-Донецкая впадина — поднятия 20 600; Донбасс — поднятия 3500; Северный Крым (скифская платформа) — поднятия 600, опускания — 2300; превышение опусканий над поднятиями — 1700; Причерноморская впадина — поднятия 2100, опускания — 7200; превышение опусканий над поднятиями — 5100; Добруджинский прогиб и склон Добруджи — опускания 4800.

После регрессии харьковского моря, связанной с горообразовательными движениями в альпийских геосинклиналях, эпиконтинентальные бассейны на территории СССР уже никогда не занимали таких больших площадей. В аквитан-бурдигал-гельветское время существовали небольшие морские бассейны в Предкарпатском краевом прогибе, на прилегающей к прогибу юго-западной части Воыно-Подольской плиты, в восточной части Причерноморской впадины и в Северном Крыму.

В торгоне существенно увеличились размеры бассейна в западной части территории СССР и несколько уменьшились размеры его на юге.

В аквитан-торгонское время в западной части СССР развивались опускания (рис. 7). В аквитане и бурдигале морской бассейн существо-

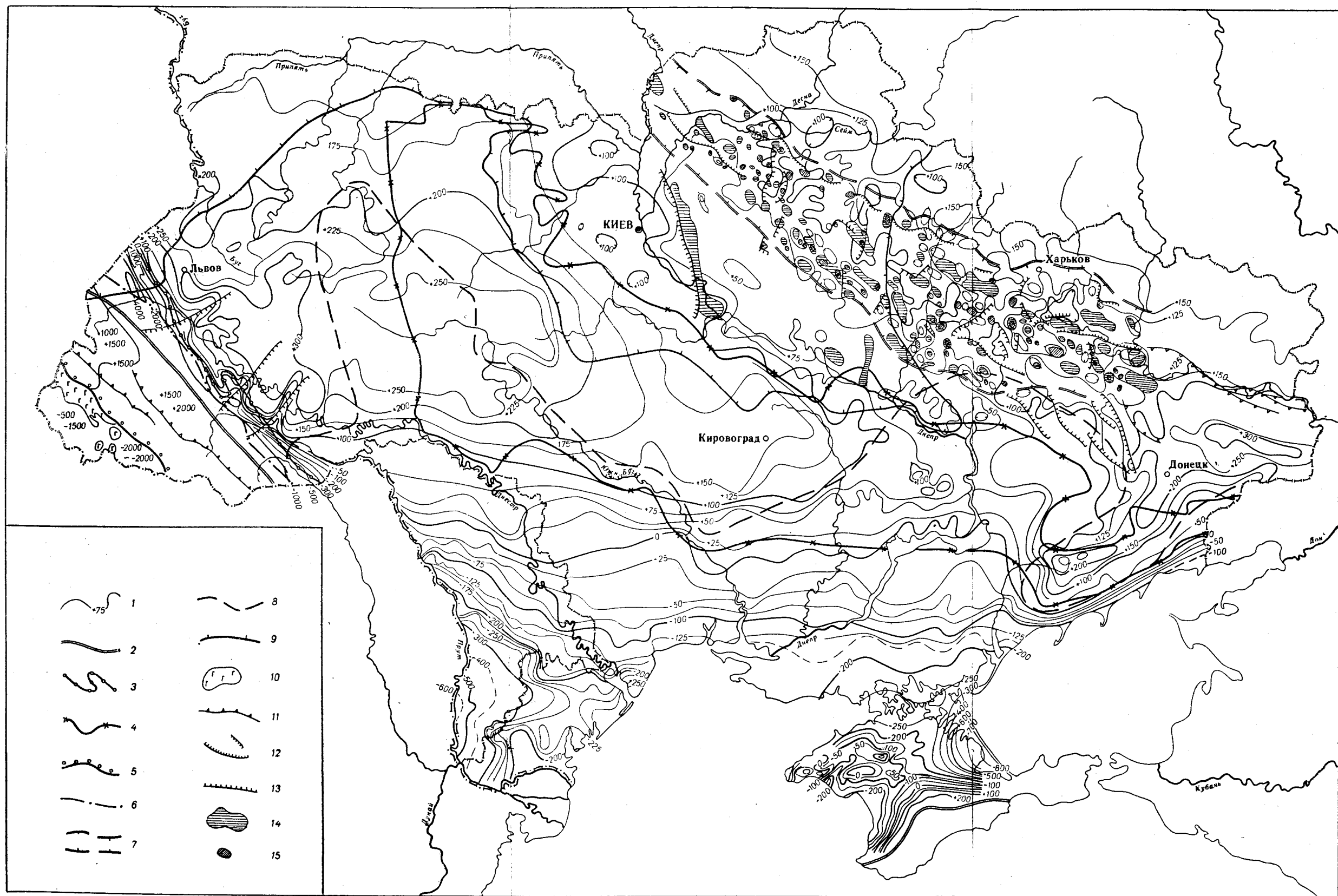


Рис. 6. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений за неоген-четвертичный период:

1 — изобазы; границы структурных элементов; 2 — Карпатских и Крымских гор; 3 — юго-западная граница Русской платформы; 4 — Украинского кристаллического щита; 5 — между флишевыми Карпатами и Закарпатскими впадинами; 6 — между внутренней и внешней зонами Предкарпатского краевого прогиба; 7 — центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины; 8 — граница максимальной трансгрессии среднесарматского моря; 9 — граница максимального распространения ледника; 10 — области распространения неогеновых вулканогенных пород. Структуры, активные в неоген-четвертичное время; 11 — надвиги; 12 — флексуры; 13 — разломы; 14 — локальные поднятия в пределах Днепровско-Донецкой впадины; 15 — соляные купола, осложняющие локальные поднятия.

вал только в Предкарпатском прогибе, на юго-западную окраину Русской платформы море трансгрессировало в начале гельвета. Различие в тектоническом режиме прогиба и прилегающей части платформы видно из сопоставления мощностей отложений — в прогибе длительные опускания привели к аккумуляции мощной (местами более 3000 м)

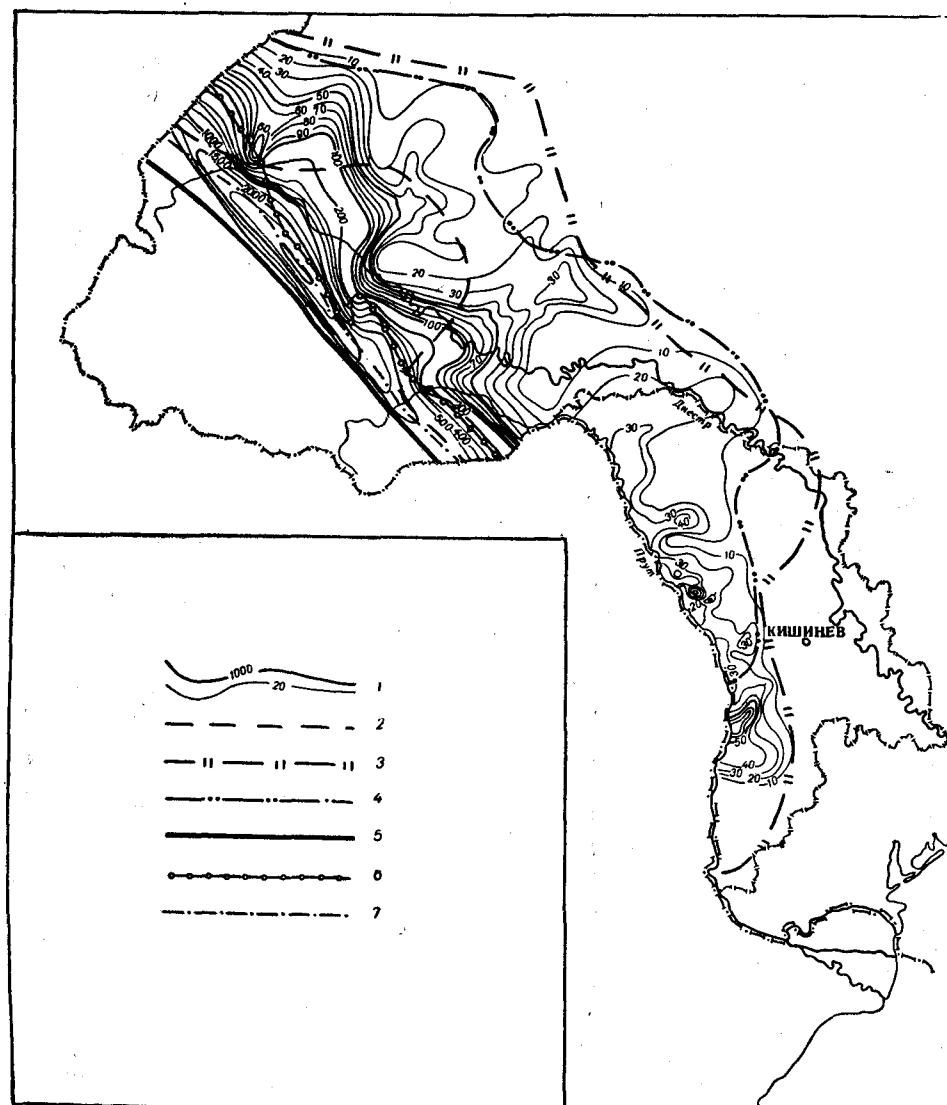


Рис. 7. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических опусканий в аквитан-тортоне:

1 — изобазы; максимальные границы морских трансгрессий; 2 — аквитан-гельветской; 3 — ранне-тортонской (тарханское и чокракское время); 4 — поздне-тортонской (конкское время); границы структурных элементов; 5 — Карпатских гор; 6 — Русской платформы; 7 — между внутренней и внешней зонами Предкарпатского прогиба.

толщи песчано-глинистых отложений, тогда как на платформе опускания и вызванная ими трансгрессия были более кратковременными и мощность осадков не превышает нескольких десятков метров.

В тарханское и чокракское время тортонского века (рис. 8) трансгрессия значительно расширяется — море достигает Кременца, Тернополя, Городка, однако на платформе прогибания остаются минимальными, в Предкарпатском передовом прогибе к этому времени уже

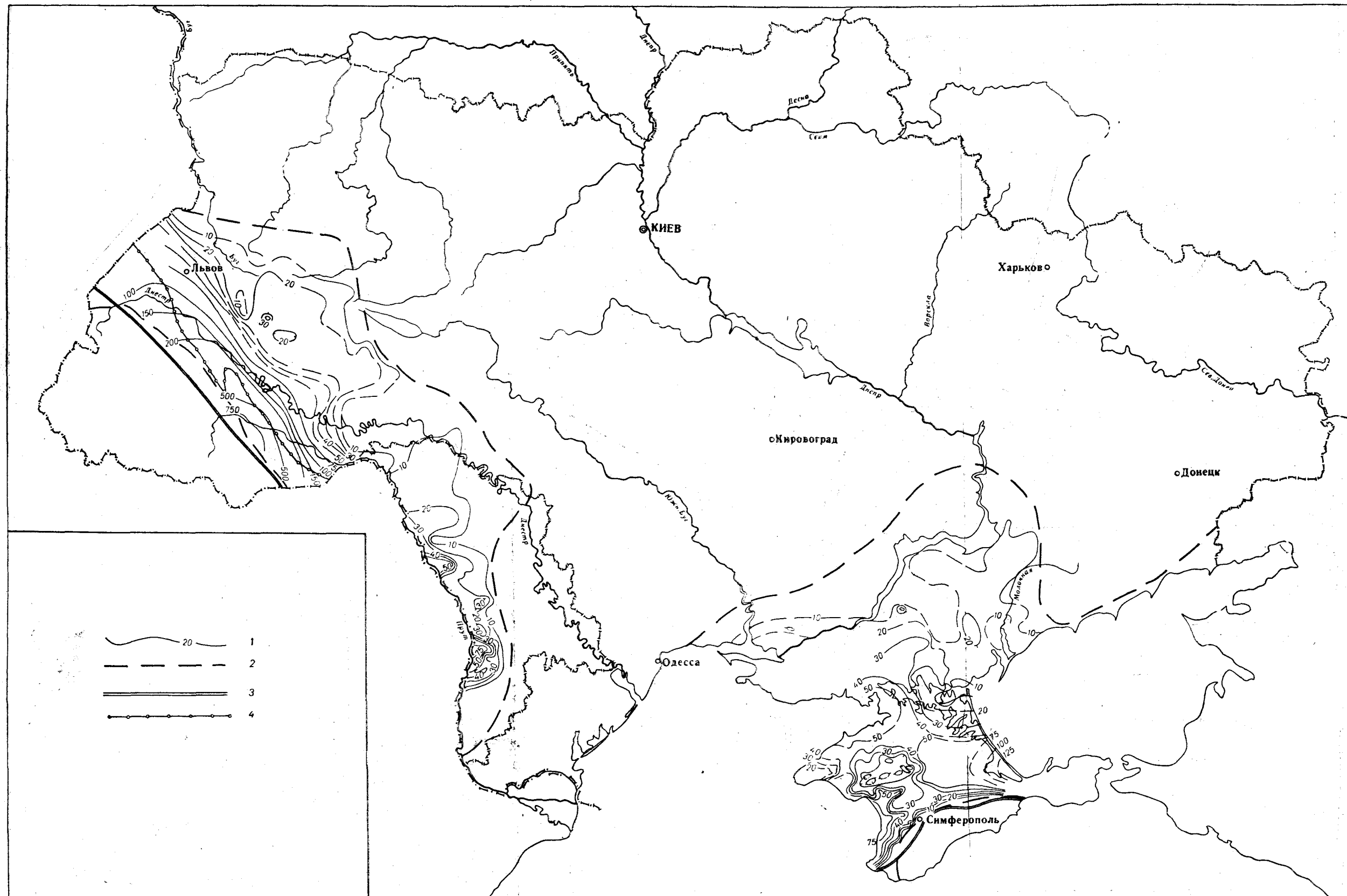


Рис. 8. Схематическая карта суммарных амплитуд опусканий в тортоне:

1—изобазы; 2—граница максимального распространения тортоной трансгрессии; 3—граница Карпатских и Крымских гор; 4—юго-западная граница Русской платформы.

закончилась эпоха интенсивных прогибаний и поэтому мощность отложений здесь не намного превышает мощности их на платформе.

В конкское время границы трансгрессии остаются почти без изменений, однако на платформе проявляется несколько большая дифференцированность движений — участок между Николаевом, Бережанами и Бугачем становится низменной сушей, а в отдельных местах мощности конкских отложений значительно возрастают, в опускания вовлекается часть края платформы, прилегающая к внешней части прогиба, в результате чего изобазы 200 м местами переходит с прогиба на платформу.

Произошли существенные изменения тектонического режима в Предкарпатском прогибе — в его внутренней зоне проявились складкообразовательные движения, в результате которых значительная часть этой зоны стала сушей, но зато во внешней зоне продолжались значительные опускания и накопилась толща пород мощностью местами более 800 м.

В Причерноморской впадине в раннем миоцене не отмечается существенных изменений в условиях осадконакопления по сравнению с концом олигоцена — здесь продолжалось опускание и накопление осадков майкопской толщи. Небольшая мощность части майкопской толщи, сопоставляемой с аквитан-гельветским временем — не более нескольких десятков метров — указывает на относительную тектоническую стабильность южного края платформы, хотя в Азово-Кубанской предгорной впадине амплитуда опусканий достигла 1000 м.

В гельвете морской бассейн значительно уменьшается, а его отложения, сохранившиеся только в районе Никополя, имеют большую мощность. В тарханское и конкское время в Причерноморской впадине сохраняется небольшой эпиконтинентальный бассейн, который несколько расширяется в конкское время, что, однако, не повлекло за собой увеличения мощности осадков (см. рис. 7). В северном Крыму дифференцированные движения в районе локальных структур Тарханкута определяют различия в мощностях тортонских отложений.

Тортонская морская аккумулятивная поверхность деформирована послетортонскими движениями (рис. 9). Она наиболее приподнята в западной части СССР — изобазы 300 м проходит несколько западнее долины Збруча. В юго-восточном направлении суммарные амплитуды поднятий довольно быстро уменьшаются, нулевая изобазы проходит на широте Фалешт, а в районе Кагула опускания достигают 500 м.

В Причерноморской низменности преобладают суммарные опускания — нулевая изобазы проходит через Никополь, в районе западных Сивашей опускания превышают 200 м, в Азово-Кубанской впадине — более 500 м. Сложный рисунок изобаз на Тарханкутском полуострове свидетельствует о дифференцированных движениях локальных структур, в купольных частях которых наблюдаются поднятия с суммарной амплитудой до 50 м (на фоне общего опускания).

Раннесарматская трансгрессия захватывает значительные пространства запада и юга Украинской ССР, она достигает городов Ровно, Шепетовки, Жмеринки, Балты, Кривого Рога, Запорожья, Амвросиевки, а в Прикарпатье распространяется во внешней зоне Предкарпатского прогиба. На платформе суммарные амплитуды раннесарматских опусканий изменяются в сравнительно небольших пределах (рис. 10). Изолиния 40 м оконтуривает Бессарабскую плиту, восточную часть Сивашской и Азово-Кубанскую впадины. Наибольшие значения устанавливаются в районе сочленения Бырладской впадины с Преддобруджинским прогибом; несколько меньшие — до 40—45 м — наблюдаются в отдельных местах на Бессарабской плите.

Во внешней зоне Предкарпатского прогиба величины раннесарматских опусканий резко возрастают, особенно в его северо-западной

части, где они достигают 1400 м. Как и в раннем и, в среднем миоцене в опускания вовлекаются прилегающие части платформы — мощность нижнесарматских отложений в районе г. Ходорова и южнее г. Черновцов достигает 200 м. В крайней западной части Азово-Кубанской впадины суммарная амплитуда раннесарматских опусканий возрастает в районе с. Каменского до 150 м, а еще восточнее — до 300 м. Таким образом, раннесарматские опускания развиваются сравнительно равномерно и возрастают только на отдельных, более мобильных участках.

Наибольшие суммарные амплитуды поднятий с конца нижнего сармата (рис. 11) приурочены к Волыно-Подольской плите, где они составляют южнее линии Львов—Золочев—Кременец и западнее линии Кременец—Збараж—Борщев более 300 м. В северо-восточном направлении суммарные амплитуды понижаются и составляют в районе Ровно примерно 200 м. В юго-восточном направлении, на Бессарабской плите амплитуды поднятий уменьшаются более резко, а южнее широты Фалешт и Оргеева поднятия сменяются опусканиями, достигающими максимума в районе Кагула — 500 м.

В северной части Причерноморской впадины проходит изобазы +25 м, однако в южном направлении поднятия быстро сменяются опусканиями, достигающими суммарной амплитуды более 200 м в районе Сивашей. К юго-западу от Сивашской зоны, на Тарханкутском поднятии, суммарная амплитуда опусканий уменьшается, а на вершинах локальных структур опускания сменяются поднятиями, превышающими 50 м. Альминская впадина характеризуется суммарными амплитудами опусканий более 150 м. В юго-восточном направлении от Сивашской зоны, в направлении Индольской впадины, суммарная амплитуда опусканий возрастает более чем до 450 м.

В среднесарматское время морская трансгрессия захватила восточную часть Волыно-Подольской плиты, юго-западную часть Украинского кристаллического щита (по долину Ю. Буга), Бессарабскую плиту, Причерноморскую впадину, Северный Крым и юго-восточную часть Днепровско-Донецкой впадины. Суммарные амплитуды среднесарматских опусканий (рис. 12) на большей части территории, покрывавшейся морем, не превышали 30—40 м, и только в юго-западной части между речья Прут — Днестр, в пределах локальных депрессий, достигали 230—250 м. Весьма сложная картина распределения неотектонических движений наблюдается в Северном Крыму, где максимальные амплитуды суммарных опусканий приурочены к Сивашской зоне, Альминской и Индольской впадинам, а минимальные амплитуды — к локальным структурам Тарханкута.

Конец среднего сармата — второй крупный поворотный момент в неотектоническом развитии платформенной части СССР (первый — на границе палеогена и неогена); в конце раннего сармата устанавливается континентальный режим на всей территории, за исключением Причерноморской впадины.

Карта суммарных амплитуд неотектонических движений с конца среднего сармата (рис. 13) составлена в пределах распространения морских среднесарматских отложений по кровле этих отложений, а на Волыно-Подольской плите, где нет среднесарматских отложений, — по кровле нижнесарматских или тортонских пород, что не вносит значительных ошибок в связи с малой мощностью среднесарматских осадков.

Участки территории СССР, не пережившие средне- и позднемиоценовых трансгрессий, в процессе колебательных движений не погружались ниже уровня моря, поэтому при близких высотах залегания подошвы неогена можно считать, что для этих участков характерна меньшая суммарная амплитуда поднятий по сравнению с участками, где происходили такие трансгрессии.

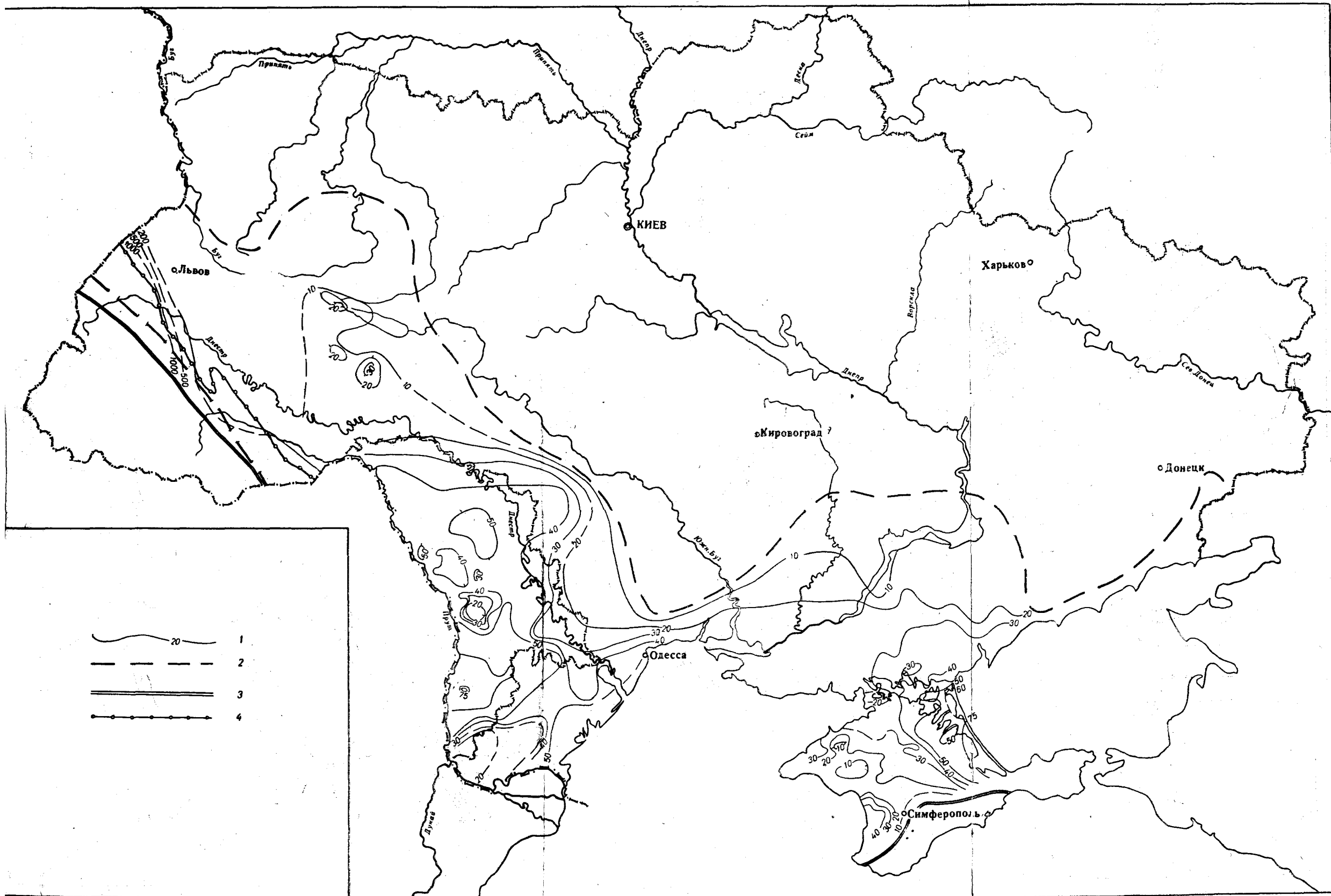


Рис. 10. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических опусканий в раннем сармате:
 1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения раннесарматской трансгрессии; 3 — граница Карпатских и Крымских гор; 4 — юго-западная граница Русской платформы.

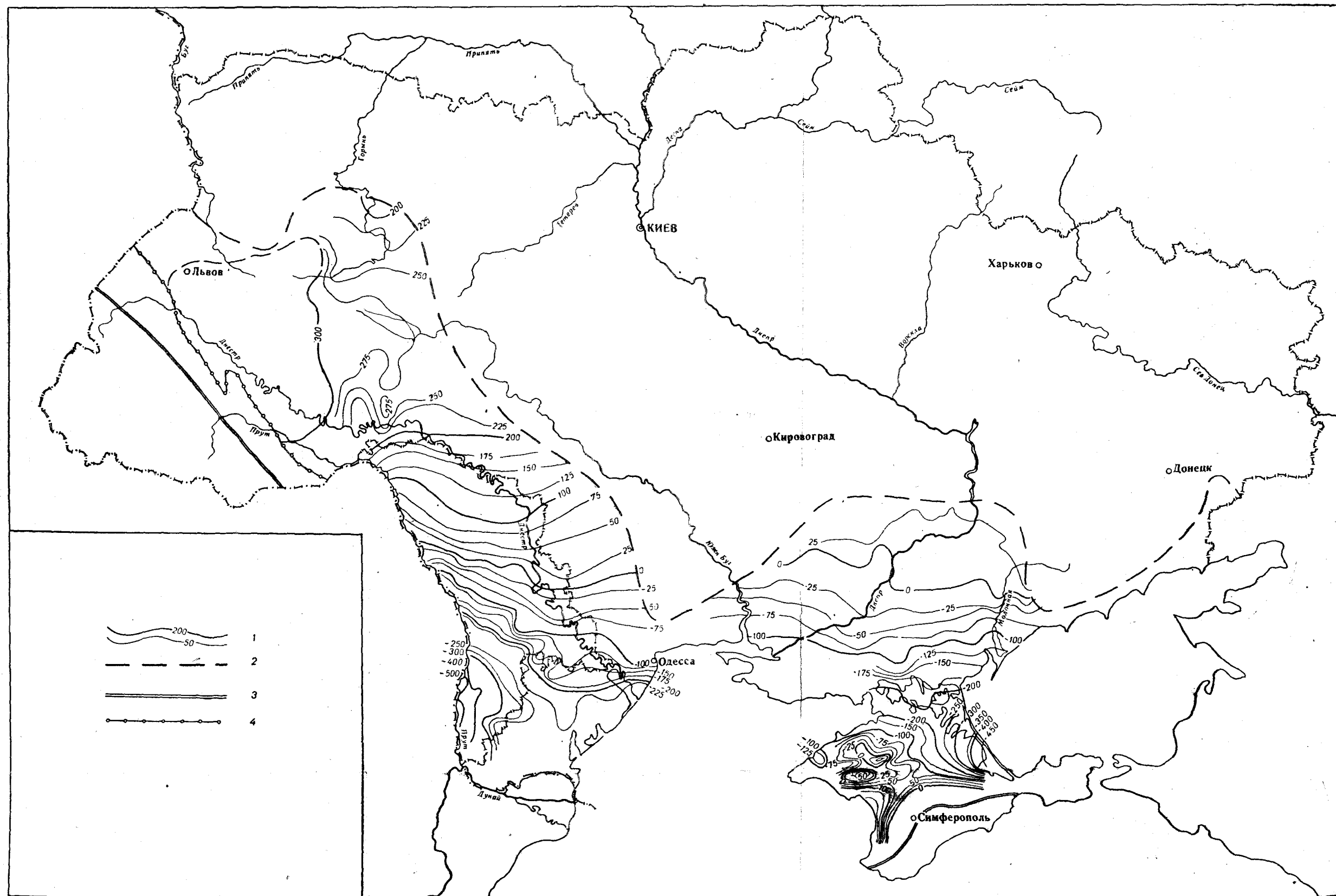


Рис. 11. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений с конца раннего сармата:
 1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения раннесарматской трансгрессии; 3 — юго-западная граница Русской платформы; 4 — граница Карпатских и Крымских гор.

Для перманентно поднимавшихся районов принимается в первом приближении, что суммарные амплитуды поднятий зависят от времени, на протяжении которого эти поднятия проявлялись и, следовательно, за меньший промежуток времени суммарная амплитуда будет меньшей, чем за больший. Такое положение наблюдается для приазовской части щита, для Донбасса и в меньшей степени для западной части щита.

В Днепровско-Донецкой впадине и в восточной части щита в миоцене отлагались континентальные, преимущественно песчаные отложения полтавской серии. Условия осадконакопления этих песков и покрывающих их пестрых глин пока окончательно не выяснены, однако можно предполагать, что оно происходило на низменной равнине, поверхность которой незначительно поднималась над уровнем моря. Поэтому для составления карты суммарных амплитуд поднятий за период с конца среднего сармата до настоящего времени в областях распространения полтавской серии условно принимается высотное положение кровли этих отложений, что вносит систематическую ошибку в сторону повышения суммарных амплитуд.

На платформенной части территории УССР максимальные суммарные амплитуды несколько более 350 м установлены на Волыно-Подольской плите, в районе городов Бережаны — Подгайцы — Монастыриска; изобазы 300 м оконтуривают всю юго-западную часть плиты, изобазы 250 м захватывают Волыно-Подольский антиклинорий щита, изобазы 200 м проходят через города Луцк, Ровно, севернее Новоград-Волынского, через Сквир, Тальное, Могилев-Подольский и оконтуривают наиболее возвышенную часть главного водораздела Донбасса.

Амплитуды поднятий в направлении долины Днепра и к югу уменьшаются. В бассейне Среднего Днепра минимальные амплитуды (менее 100 м) приурочены к юго-западной части Днепровско-Донецкой впадины и постепенно увеличиваются в северо-восточном направлении. Континентальные полтавские пески отлагались на поверхности, неровности которой были обусловлены выраженностью в рельефе локальных структур (что установлено О. В. Крашенинниковой, И. Е. Слензаком и другими на основании фациального анализа) и, кроме того, были вовлечены в локальные движения уже после их отложения; это все обусловило очень сложную конфигурацию стратонизогипс их кровли — кровля полтавских песков оказалась приподнятой на структурах и опущенной между ними.

Нулевая изобазы проходит южнее по сравнению с нулевой изобазой неоген-четвертичных движений — южнее городов Бендер, севернее Николаева, в районе Каховки, Мелитополя, Жданова. Максимальный прогиб в Причерноморье приурочен к Сивашам (150 м) и к Индольской впадине (более 300 м), на междуречье Прут — Днестр — к району Кагула (более 350 м). На Тарханкуте изобазы отражают молодую дифференцированную тектонику и оконтуривают ряд локальных структур (суммарная амплитуда поднятий достигает 85 м, опусканий — минус 40 м), в Альминской впадине — суммарная амплитуда опусканий превышает 100 м.

Наиболее интенсивные движения происходили в Прикарпатском прогибе. Здесь в конце раннего сармата, а в юго-восточной части прогиба в конце среднего сармата опускания сменились поднятиями, в результате чего суммарная амплитуда движений начиная со среднего сармата положительна, тогда как суммарная амплитуда неоген-четвертичных движений отрицательна.

За время от конца среднего сармата и до современности на территории УССР, как и во всем неоген-четвертичном периоде, преобладали поднятия. Общий объем поднятий (в км³) составляет 68 700, общий объем опусканий — 6000, превышение поднятий над опусканиями — 62 700.

Эти объемы распределяются по регионам следующим образом: Украинский кристаллический щит — поднятия 22 700; Волыно-Подольская плита — поднятия 20 000; Днепровско-Донецкая впадина — поднятия 19 400; Донбасс — поднятия 2900; Причерноморская впадина — поднятия 3700, опускания 2800, превышение поднятий над опусканиями 900; Северный Крым (скифская платформа) — опускания 1200; Добруджинский прогиб и склон Добруджи — опускания 2000.

Сопоставление этих цифр с цифрами, показывающими размеры поднятий за весь неоген-четвертичный период, подчеркивает колебательный характер неотектонических движений, наличие многократных изменений смен интенсивности движений и их направленности; при таких условиях суммарные амплитуды не могут характеризовать скорость движений. В известной степени исключение составляет только Донецкий кряж, где величина перманентных поднятий является сложной функцией времени их проявления.

Позднесарматская трансгрессия захватывала только Причерноморье и Степной Крым. Суммарная амплитуда позднесарматских опусканий (рис. 14) превышала 50 м только в южной части междуречья Прут — Днестр, в Сивашской зоне, в Альминской и Индольской впадинах. Особой сложностью отличались движения в южной части междуречья Прут — Днестр, на стыке платформы с Добруджинским прогибом с юга и с Предкарпатским прогибом с запада, где на отдельных участках опускания превышали 150 м. В Северном Крыму минимальные амплитуды опусканий устанавливаются в зоне локальных структур Тарханкута.

В послесарматское время в Причерноморье и Северном Крыму (рис. 15) преобладают опускания — нулевая изобазы проходит между городами Кагулом и Леово, через верховье Днестровского лимана, город Николаев, несколько южнее Каховки, через Мелитополь, а также оконтуривает зону тарханкутских локальных поднятий; опускания в районе Рени — Кагула превышают 250 м, в районе Сивашей — более 100 м, в Альминской впадине — до 50 м, в Индольской впадине — более 350 м. Амплитуда суммарных послесарматских поднятий (в границах позднесарматской трансгрессии) в северной части Причерноморской впадины достигает 50 м; кроме того, выделяются районы локальных поднятий севернее Леово (до 150 м) и на вершинах локальных структур Тарханкута — более 75 м.

Трансгрессия в мэотисе захватывала значительно меньшие по сравнению с позднесарматской площади Причерноморья, амплитуда суммарных опусканий в мэотисе (рис. 16) составляла на большей части Причерноморской впадины 5—20 м, в юго-западной части Добруджинского прогиба — более 75 м (в районе Кагула — более 250 м), в районе Присивашья и в Альминской впадине — до 50 м, в Индольской впадине — более 100 м.

Из рассмотрения карты суммарных амплитуд послемэотических неотектонических движений в Причерноморье и в Северном Крыму (рис. 17) следует, что происходит дальнейшее уменьшение области отрицательных суммарных амплитуд — они сохраняются только в районе Рени (несколько более 50 м), на побережье Черного моря в пределах междуречья Прут — Днестр, южнее линии Херсон — устье Молочного лимана, в Индольской впадине (более 250 м) и в Альминской впадине. Суммарная величина локальных поднятий в районе Леово превышает 100 м, в районе локальных структур Тарханкута — 125 м.

Понтийская трансгрессия покрывала несколько большие площади, однако величина суммарных амплитуд опусканий почти нигде не превышала 20 м; только в районе Рени — Кагула она достигала 100 м (рис. 18).

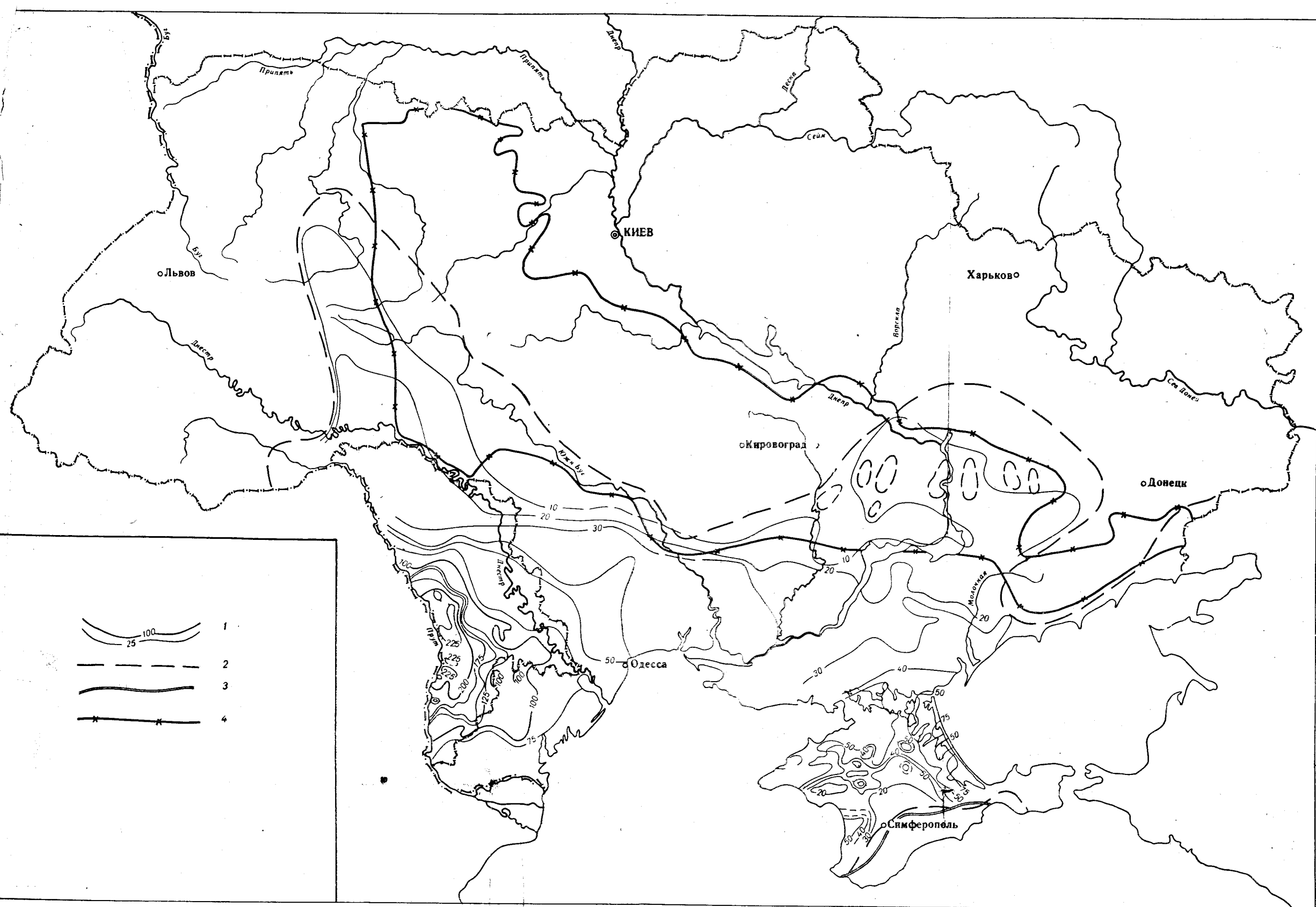


Рис. 12. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических опусканий в среднем сармате:
 1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения среднесарматской трансгрессии; 3 — граница Крымских гор.

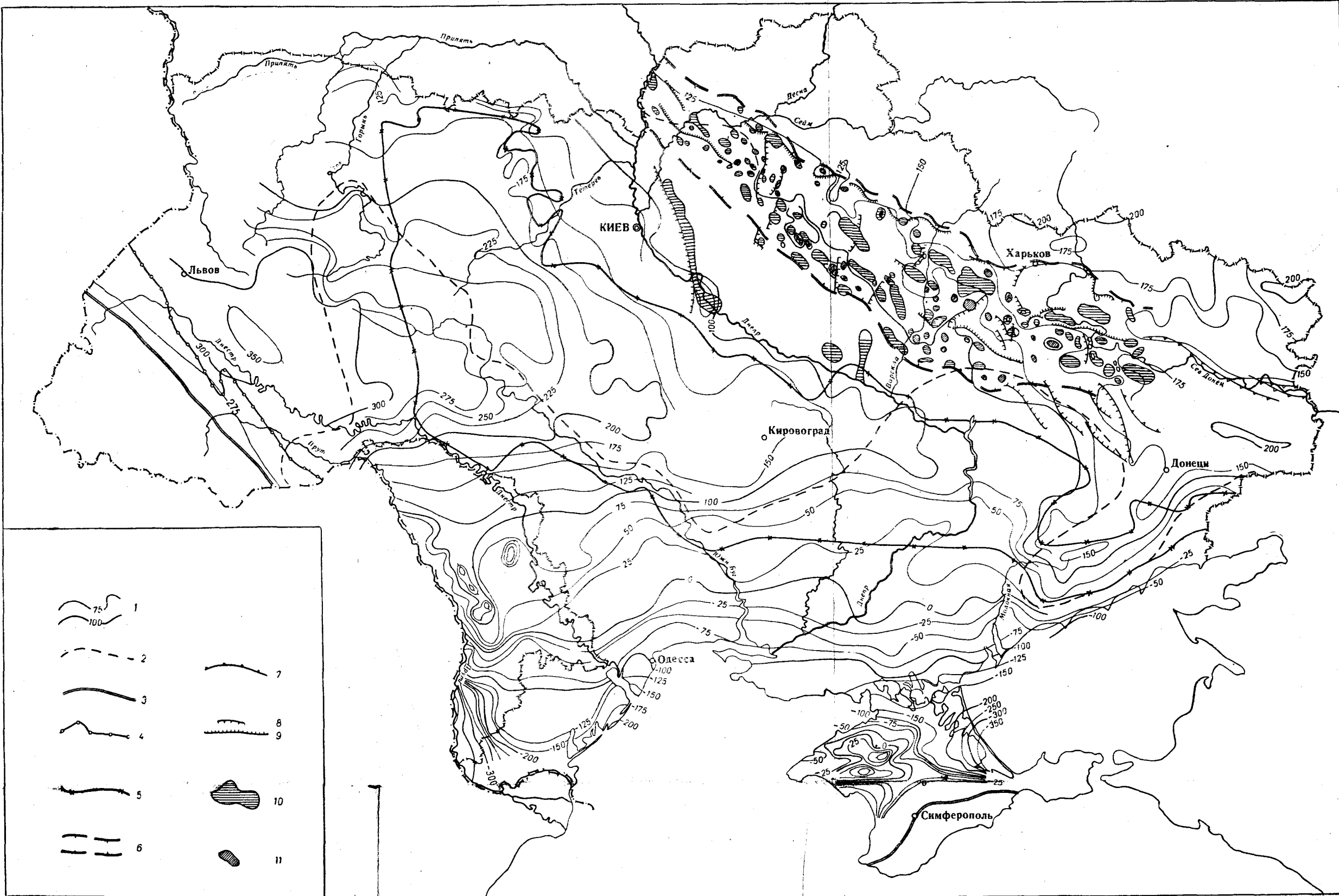


Рис. 13. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений с конца среднего сармата:

1 — изобазы; 2 — граница Карпатских и Крымских гор; 3 — юго-западная граница Русской платформы; 4 — граница Украинского кристаллического щита; 5 — граница центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины; 6 — граница максимального распространения среднесарматской трансгрессии; 7 — надвиги; 8 — разломы; 9 — флексуры; 10 — брахиантиклинальные поднятия; 11 — соляные штоки.

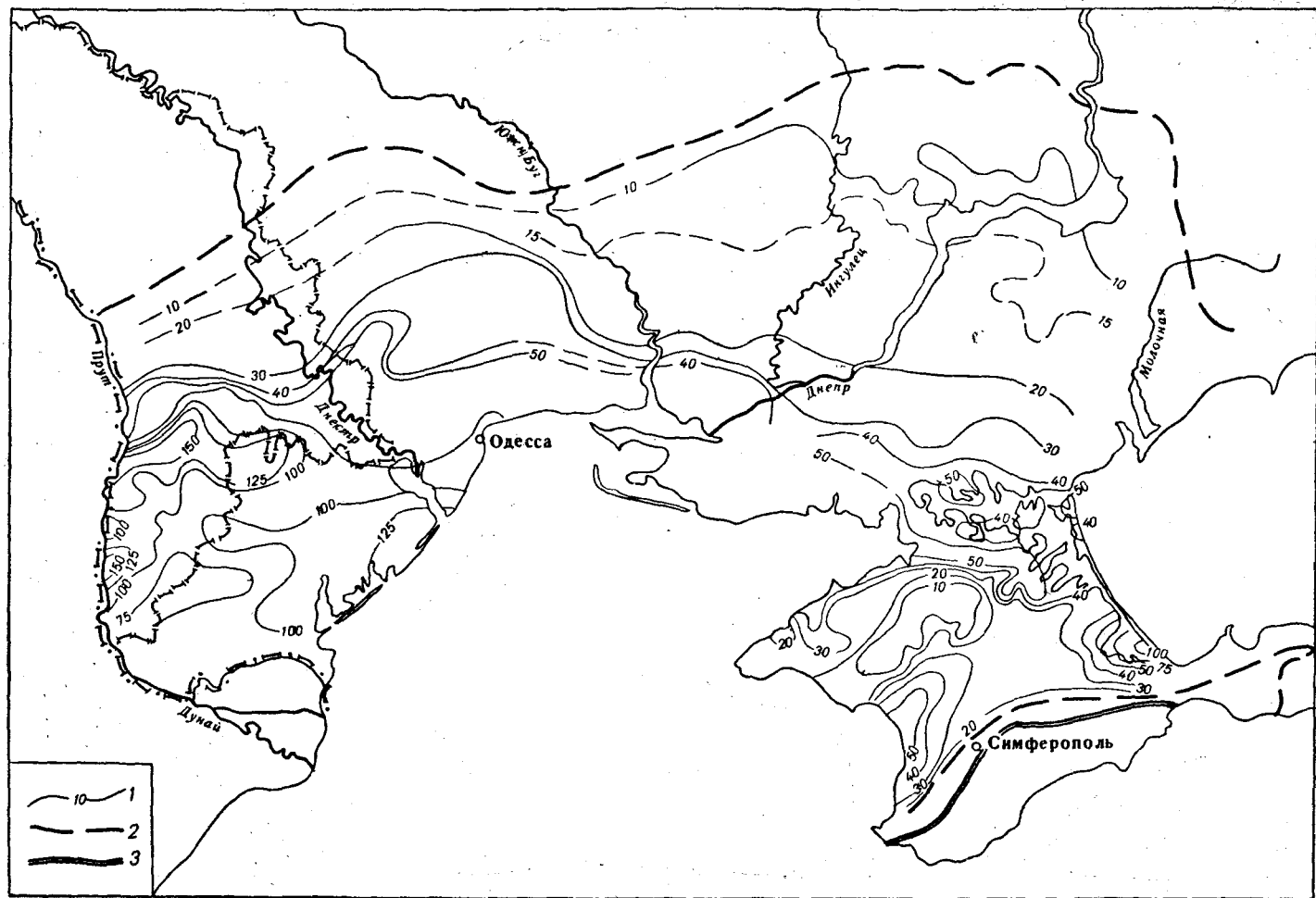


Рис. 14. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических опусканий в позднем сармате:
1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения позднесарматской трансгрессии; 3 — граница Крымских гор.

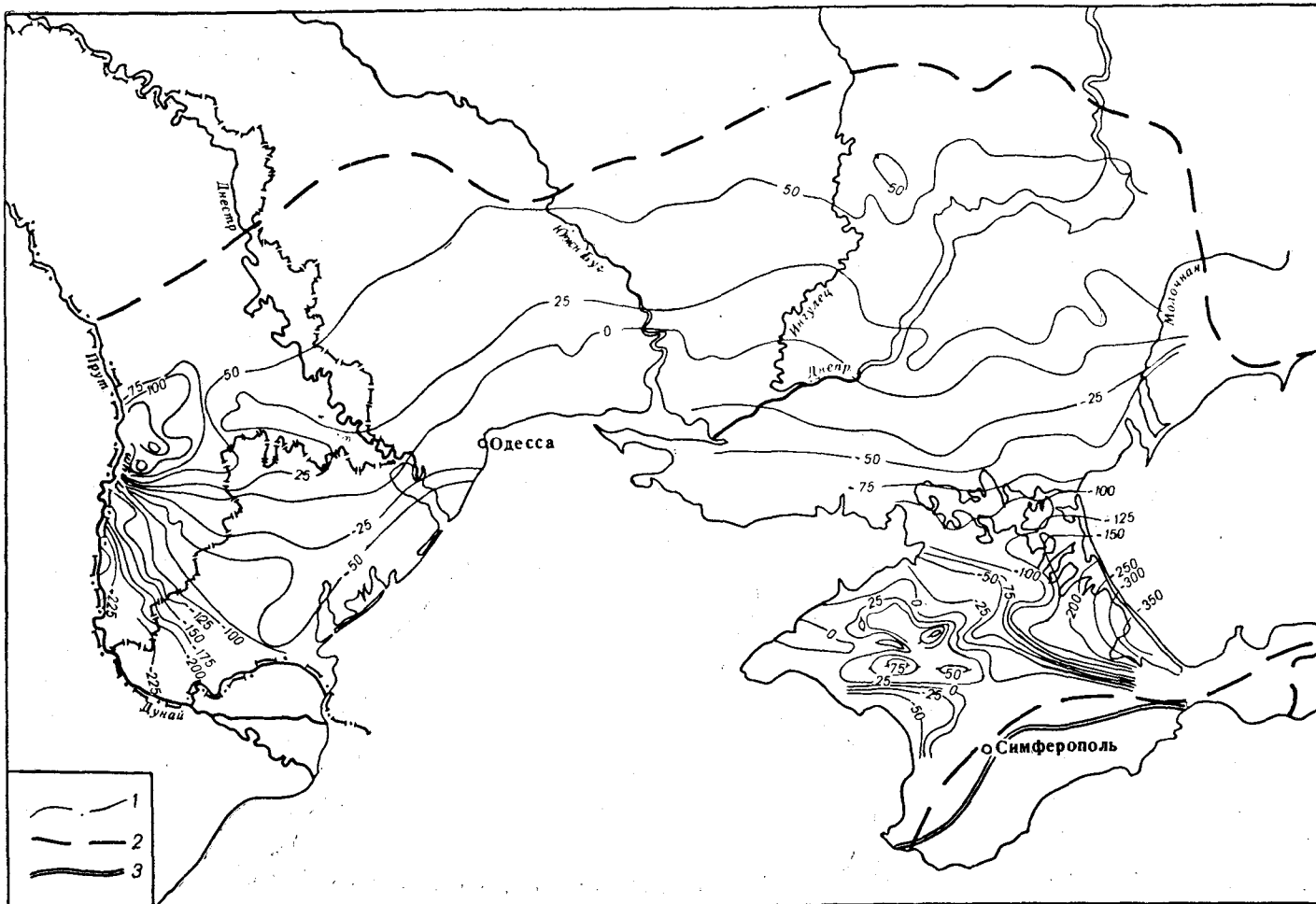


Рис. 15. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений с конца позднего сармата:
1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения позднесарматской трансгрессии; 3 — граница Крымских гор.

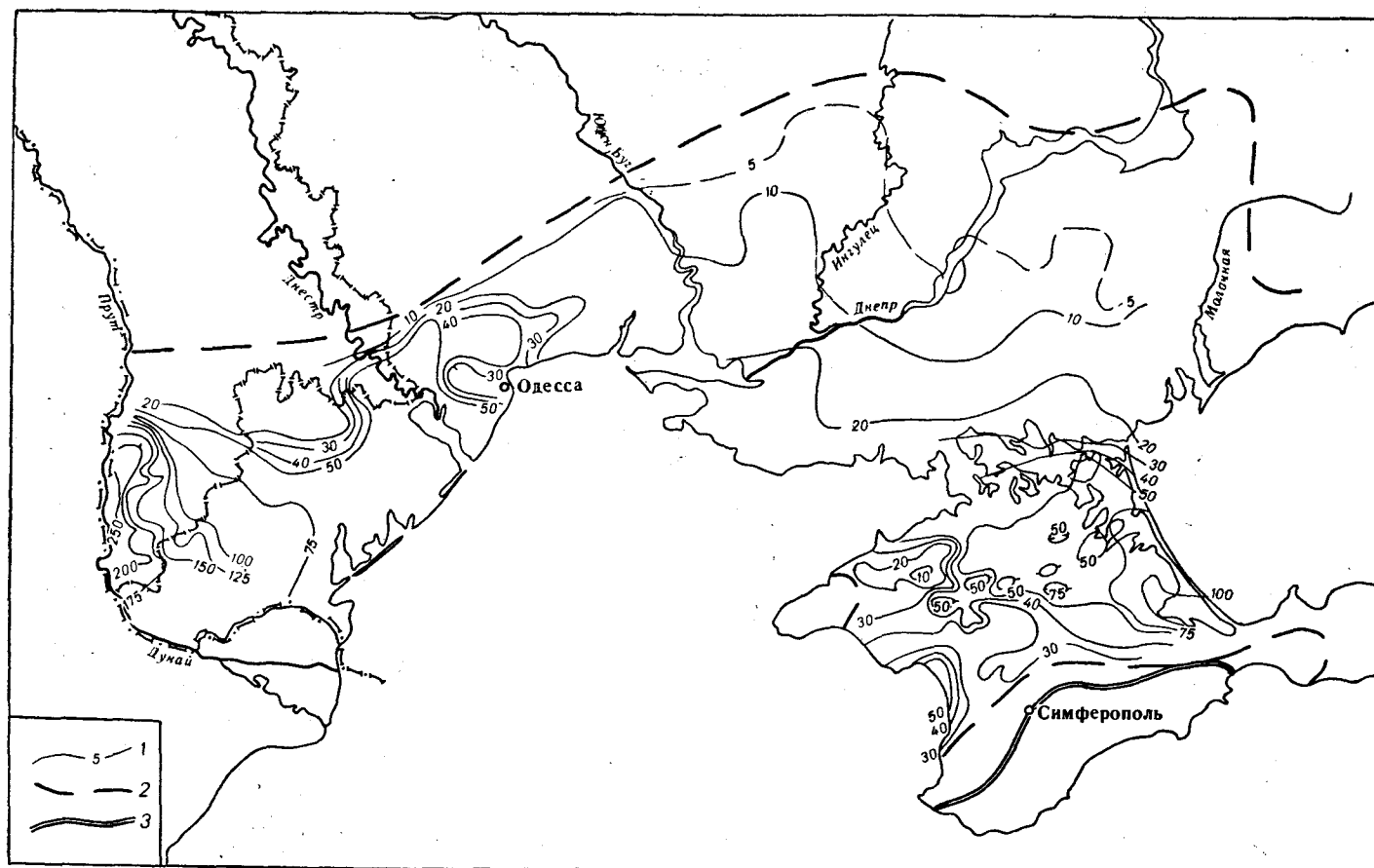


Рис. 16. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических опусканий в мэотисе:
1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения мэотической трансгрессии; 3 — граница Крымских гор.

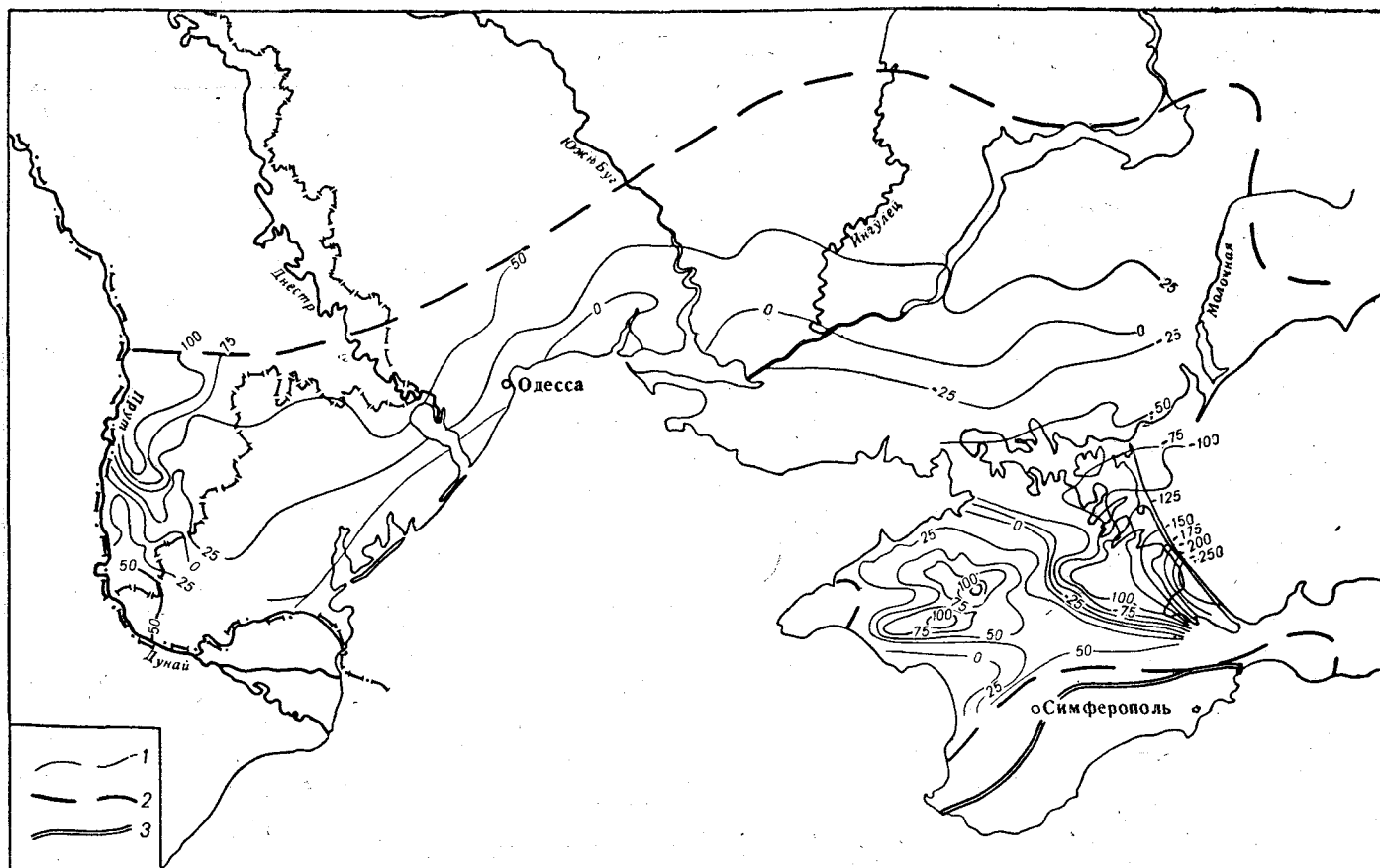


Рис. 17. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений с конца мэотиса:
1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения мэотической трансгрессии; 3 — граница Крымских гор.

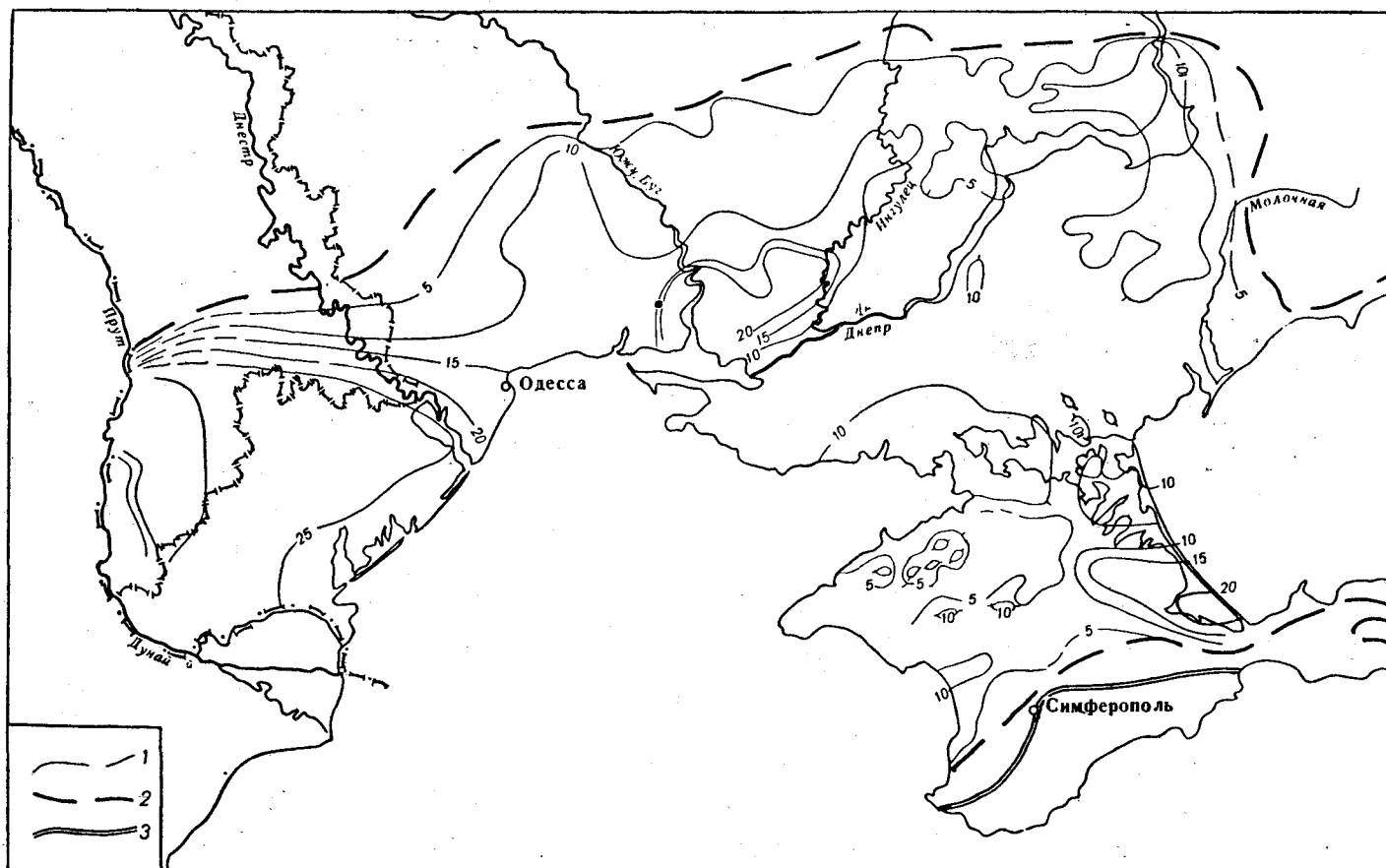


Рис. 18. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических опусканий в понте:
1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения понтийской трансгрессии; 3 — граница Крымских гор.

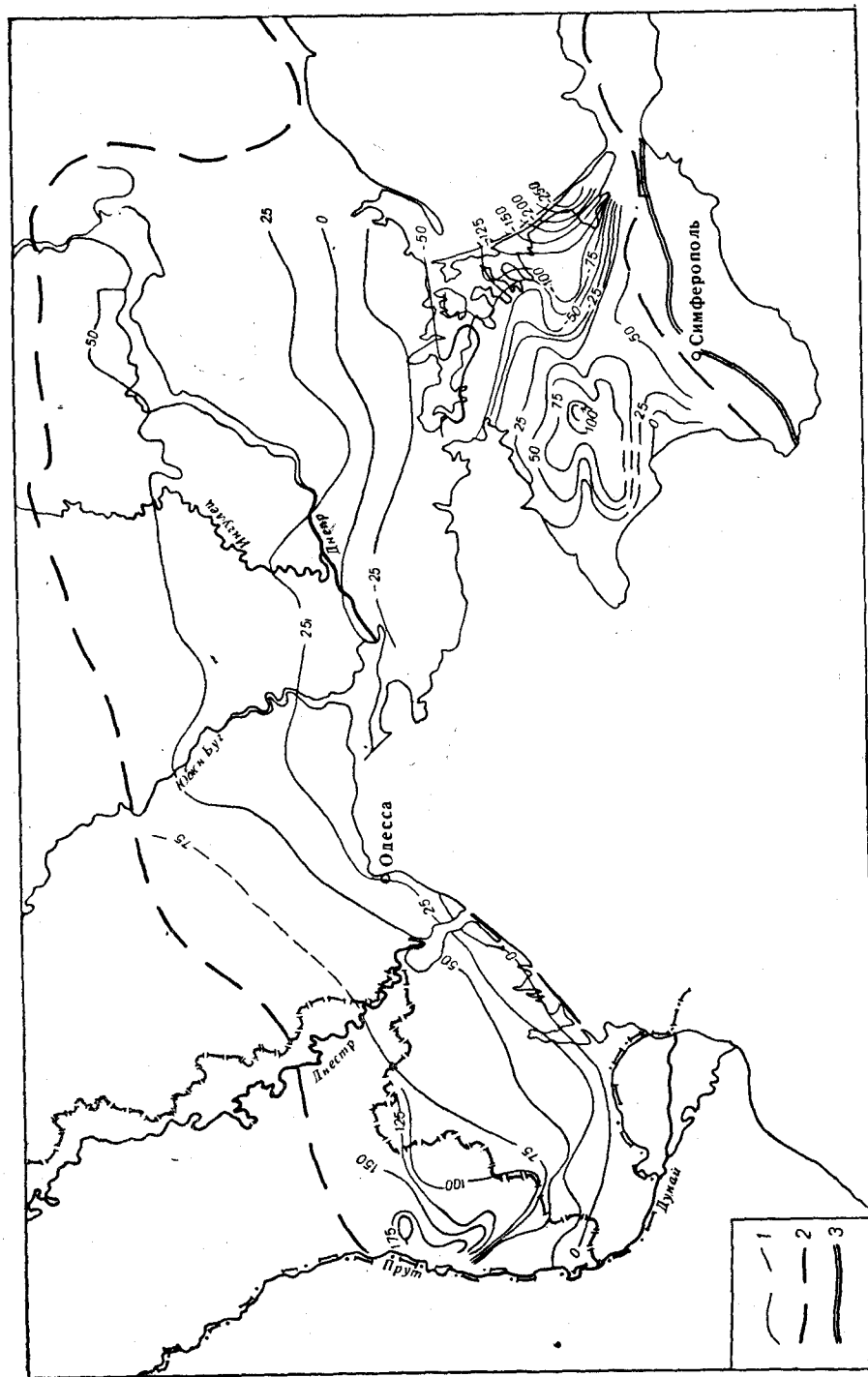


Рис. 19. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений с конца понта:
1 — изобазы; 2 — граница максимального распространения понтической трансгрессии; 3 — граница Крымских гор.

Отрицательные суммарные амплитуды послепонтических движений (рис. 19) устанавливаются только в низовьях Дуная, на узкой полосе морского побережья междуречья Прут — Днестр, в южной части Причерноморской впадины, в Индольской и Альминской впадинах; их максимальные значения составляют в Сивашской зоне 75 м, в Индольской впадине — 250 м. Суммарные амплитуды поднятий достигают в северной части Причерноморской впадины 50 м, в районе Леово — до 175 м, в районе локальных структур Тарханкута — 125 м.

Средне- и позднеплиоценовые трансгрессии распространялись на очень небольших участках Причерноморья, в связи с чем анализ условий залегания и мощностей отложений этих трансгрессий может характеризовать только особенности локальных неотектонических движений и поэтому является задачей специальных, значительно более детальных исследований.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ УССР В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ

На границе третичного и четвертичного периодов произошли резкие климатические изменения, обусловившие развитие оледенений, создание перигляциальной обстановки и смену условий выветривания, — завершилось образование бурых и красно-бурых глин и началось формирование лессовых пород. Вопрос о нижней границе четвертичного периода является предметом специальных исследований, но необходимо отметить, что различия во взглядах на возраст бурых и красно-бурых глин возникают не только в результате: а) отсутствия единства мнений на условия их образования, б) нечеткости критериев для отнесения к ним тех или иных пород (к толще красно-бурых глин как возрастному подразделению относятся, кроме глин, породы суглинистого и супесчаного состава, не имеющие бурой или красно-бурой окраски), в) редкости находок в них остатков растений и животных. Большое значение имеют также расхождения во взглядах на место нижней границы четвертичного периода (продолжительность четвертичного периода изменяется, по мнениям разных исследователей, от 1 до 6 и более миллионов лет), не говоря уже о трудности стратиграфических параллелизаций подразделений, выделенных по климатическим условиям породообразования при недоказанности синхронности климатических изменений.

С началом четвертичного периода наступает новый этап геологической истории Украины, в течение которого в сложных и постоянно изменявшихся неотектонических и климатических условиях формируется современный рельеф.

К началу четвертичного периода платформенная часть УССР имела равнинную, слабо расчлененную поверхность, и только долина Днестра была уже врезана в результате проявления здесь дифференцированных поднятий на глубину до 220 м (относительно наиболее приподнятых частей водораздельных пространств Прут—Днестр и Днестр—Ю. Буг). Поднятие в начале раннечетвертичной эпохи привело к выработке рекками постоянных долин (ранее они имели преимущественно характер блуждающих водотоков) и выделению главных современных орографических элементов.

В начале средней эпохи четвертичного периода материковое оледенение днепровского века покрыло значительную часть территории УССР. Во время своего максимального распространения ледник достиг на западе подножья Карпат (морены с валунами кристаллических пород Скандинавии залегают на высотах до 400 м над уровнем моря), затем его граница прослеживается через города Рудки, Городок, возле Сокаля, проходит в районе Овруча, изгибается к юго-востоку, пересекает долину Днестра в районе Днепропетровска и отсюда поворачивает на север. Прилегающие к краю ледника территории покрывались талыми водами, образовывавшими разного размера бассейны, подпертые краем ледника, и временные безрусловые потоки, отлагающие на обширных пространствах мощные толщи песчано-глинистых пород.

Бассейны и потоки имели изменчивый режим — летом они пополнялись талыми водами ледника, а зимой почти исчезали, и тогда на больших площадях, не имевших сплошного растительного покрова, на поверхность отложившихся пород интенсивно воздействовали перегляциальные процессы, а в известной степени проявлялись эоловые факторы.

Ширина полосы, находившейся под воздействием талых вод ледника максимального оледенения, в значительной степени зависела от рельефа прилегающих к краю ледника территорий, и поэтому была неодинаковой на разных ее участках. В западной части УССР ледниковые воды покрывали почти все Северо-Волынское поднятие и достигали северо-восточной границы Ростоцья, северной границы Ополья и Подольской возвышенности, г. Хмельницкого. Восточнее полоса воздействия талых вод сужается — ее юго-западная граница прослеживается южнее г. Старо-Константинова, севернее г. Винницы и дальше на расстоянии 10—20 км от края ледника. На левобережье Днестра она снова расширяется, ее юго-восточная граница прослеживается от города Днепропетровска, восточнее Краснограда, через Валки, Лебедин. Севернее Лебедина край ледника подходил к относительно возвышенным территориям, в результате чего талые воды локализовались в водно-ледниковых долинах.

В ледниковой и приледниковой зонах преобладали суглинистые пылеватые отложения, которые со временем приобрели черты лессовых пород. Только в Полесье доминируют песчаные породы, что связано с аллювиальной деятельностью и деятельностью потоков талых вод последнепровских оледенений.

Дальше от края ледника талые воды уже не покрывали больших пространств, они стекали по существовавшим тогда речным долинам Днестра, Буга, Бужка, Сниводы, Соби, Синюхи, Ингула, Ингульца, Днестра, Сев. Донца. Во внеледниковой зоне продолжается образование элювиально-делювиальных, местами с примесью щебня, преимущественно суглинистых пород, которые трудно выделить среди сравнительно однородной толщи четвертичных элювиально-делювиальных суглинков. Расчленить их можно главным образом на основании изучения генетических типов ископаемых почв и выявления следов перигляциальных процессов.

Продвижение ледника по неровной поверхности привело к возникновению гляциодислокаций — перемещений отторженцев пород на значительные расстояния от мест их коренных выходов, образованию разнообразных складок, надвигов, смятий (районы Канева, Корсунь-Шевченковского, Городища, Табурищ, Царичанки и др.).

Недостаточно изучен вопрос о следах московского оледенения на Украине, на что обращено в последнее время внимание А. П. Ромодановой, и поэтому учитывать геоморфологические уровни соответствующего возраста при региональных неотектонических построениях пока не представляется возможным.

На большей части описываемой территории не наблюдается признаков интенсивных восходящих движений после поднятий в начале раннечетвертичного времени и даже наоборот, по представлениям большинства исследователей, произошли опускания в долине Среднего Днестра, что привело к наложению аллювия и ледниковых отложений днепровского возраста на нижнечетвертичный аллювий (в пределах верхней, или моренной, террасы возраст которой определяется в связи с этим как нижне- и среднечетвертичный). Только в долинах Днестра и Прута установлены морфологически разделенные террасовые уровни, что указывает на постоянство происходивших здесь поднятий.

После отступления днепровского ледника проявилась новая фаза поднятий, на фоне которых в районе Черкасс, Канева и Переяслав-Хмельницкого проявляются локальные опускания.

В полесский век ледники не достигали территории УССР, однако их талые воды играли существенную роль в формировании рельефа и четвертичных отложений северной части Украинского Полесья и средней террасы Днепра.

Необходимость комплексного подхода с учетом палеогеографических реконструкций к составлению четвертичных неотектонических карт, в том числе и карты суммарных амплитуд движений за четвертичный период, объясняет невозможность прямого использования для этой цели карты стратонизогипс подошвы четвертичных отложений (рис. 20). Эта карта в пределах контура распространения бурых и красно-бурых глин составлена по их кровле, в южной части Причерноморской низменности — по подошве лессовых пород, залегающих на плиоценовых морских и континентальных песках; на Подольском плато, Ополье и Бессарабской возвышенности — по подошве элювиально-делювиальных лессовых пород, генетически связанных с подстилающими их миоценовыми отложениями; в Полесье — по подошве ледниковых, водно-ледниковых и аллювиальных отложений, залегающих на породах палеогенового и верхнемелового возраста, и т. д.

Не проведены изогипсы на участках крупных четвертичных разрывов — в долине Среднего Днепра и в пределах Левобережного Полесья, а также в Прикарпатье.

В южной части междуречья Днестр—Прут и в некоторых других местах Причерноморья значительно распространены так называемые левантинские (поратские) отложения, возраст которых в настоящее время окончательно не установлен. (По Г. И. Молявко левантинские отложения залегают на породах разного возраста от сармата до киммерия и их аккумуляция охватывает возрастной интервал от куяльника до апшерона включительно). Эти отложения встречены на разных высотах над уровнем моря — они залегают на отметках более 200 м восточнее г. Кагула, где в них, по данным П. Ф. Гожики, врезана седьмая терраса Прута; на отметке 165 м севернее г. Резина (находка А. Г. Эберзиным в 1956 г. левантинской фауны в древнем аллювии); на отметке 125 м в долине Кучургана (А. Г. Эберзин), на высотах порядка нескольких десятков метров на левобережье низовий Дуная и ниже уровня моря в Приазовье (Г. И. Молявко), что трудно увязывается с высотным положением соответствующего возраста террас, особенно по району Кагула, где шестая терраса Прута имеет отметку поверхности всего 75—80 м. Исходя из залегания левантинских отложений на разных высотах, учитывая возможность относительной разновозрастности левантинских отложений на разных участках их распространения, на рассматриваемой карте, так же как и на карте суммарных амплитуд движений за четвертичный период, не учтены отметки поверхности левантинских (поратских) отложений. Это станет возможным только после более детального изучения их фациального состава и стратиграфии.

Стратонизогипсы подошвы четвертичных отложений не характеризуют дочетвертичный рельеф — они показывают его измененным в результате проявления дифференцированных четвертичных движений. Однако эти изогипсы определяют в общих чертах закономерности распределения мощностей четвертичных отложений и в целом в искаженном виде повторяют современный рельеф — поскольку мощность четвертичных отложений изменяется в сравнительно небольших пределах и только в отдельных случаях превышает 35—40 м, а амплитуда абсолютных отметок поверхности земли достигает 300—400 м и более.

В связи со сказанным для выявления суммарных амплитуд движений в четвертичном периоде составлена вторая карта (рис. 21), на которой показаны изолинии глубин вреза современных речных долин

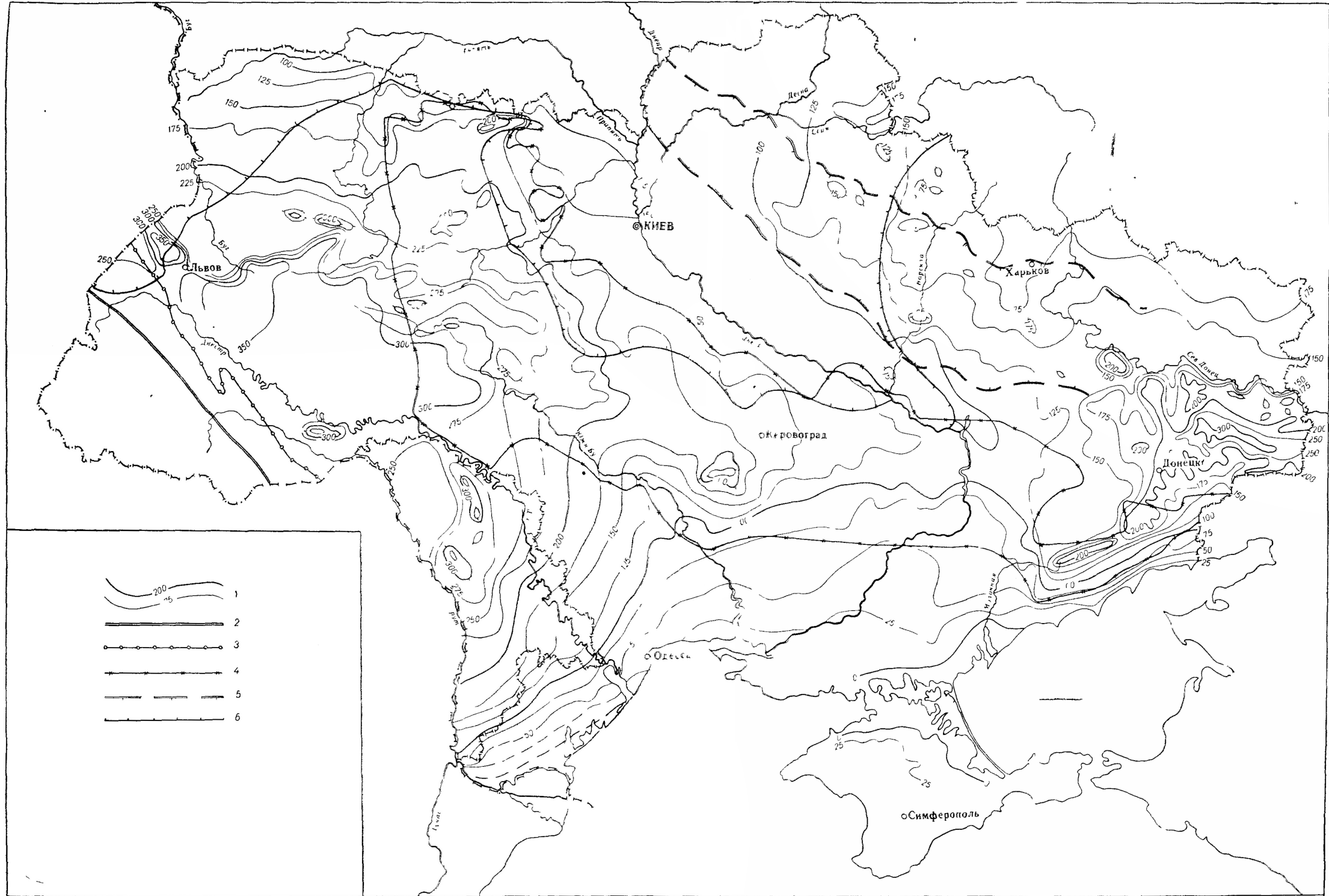


Рис 20 Схематическая карта изогипс подошвы четвертичных отложений

1 изогипсы, 2 граница Карпатских и Крымских гор, 3 — юго-западная граница Русской платформы, 4 граница Украинского кристаллического щита, 5 граница центрального грабена в Днепро-Донецкой впадине 6 граница максимального распространения ледника

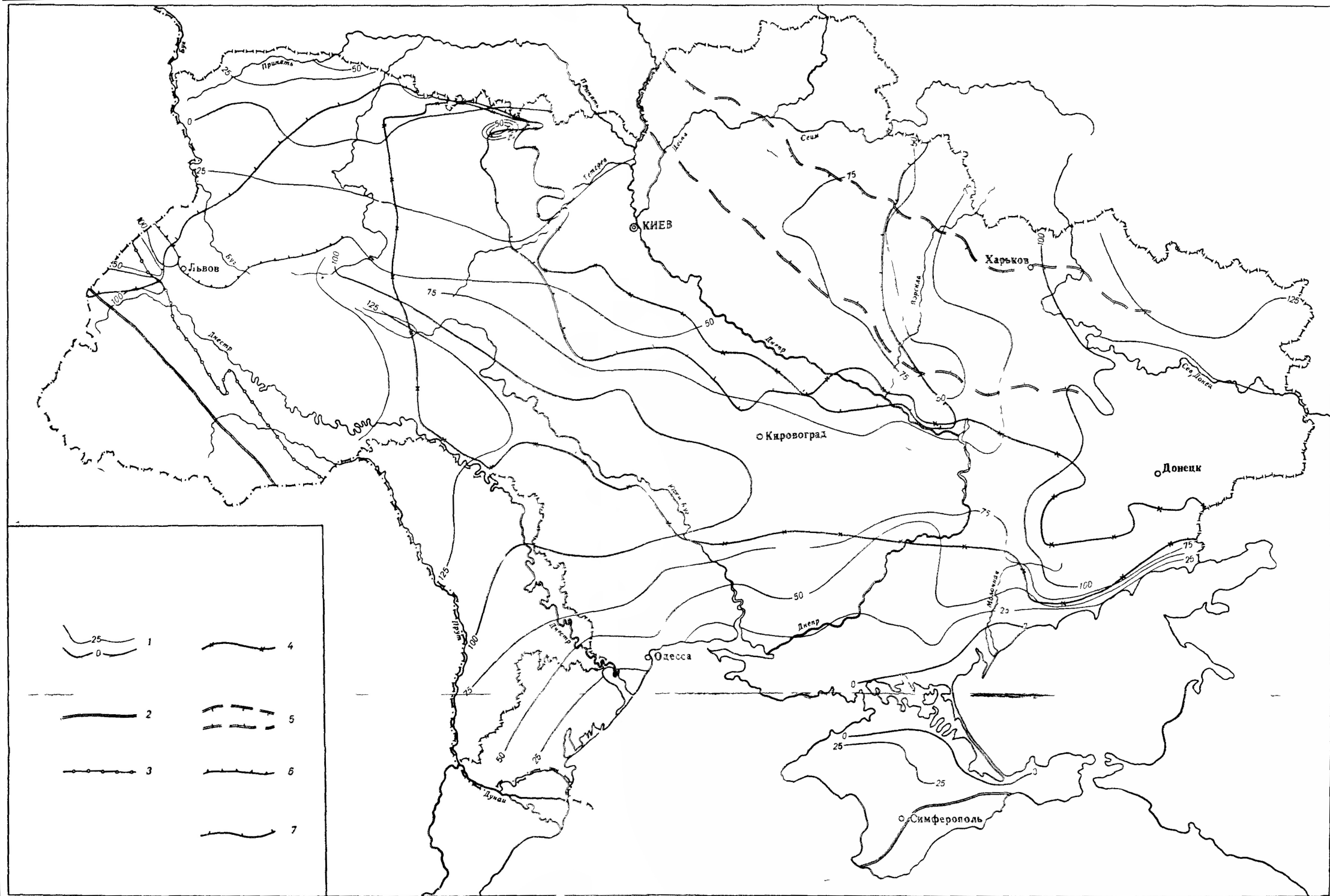


Рис. 21. Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений в четвертичном периоде

1 — изобазы; 2 — граница Карпатских и Крымских гор; 3 — юго-западная граница Русской платформы; 4 — граница Украинского кристаллического щита; 5 — граница центрального грабена в Днепро-Донецкой впадине; 6 — граница максимального распространения ледника; 7 — уступ северного склона Подольского плато

в уровни, оформившиеся к началу четвертичного периода. Для различных частей территории Украины, находящихся в разных тектонических условиях, приняты следующие критерии:

1) для внеледниковой зоны правобережья и левобережья Среднего Днестра, где на протяжении всего четвертичного периода происходили элювиально-делювиальные процессы и где современная поверхность является аккумулятивно-денудационной, принята глубина вреза речных долин в современную поверхность (при анализе больших площадей принятие современной поверхности, а не поверхности красно-бурых глин в связи с изменчивостью мощности четвертичных пород и трудностью разделения в скважинах красно-бурых глин от залегающих на них красно-бурых суглинков, не вносит существенных ошибок, но позволяет пользоваться значительно большим количеством данных).

Кроме того, в западной части территории УССР, на Расточье, Ополье, Западно-Подольской возвышенности, на междуречье Днестр—Ю. Буг, а также на территории МССР красно-бурые глины отсутствуют полностью или частично, и поэтому этот критерий является единственным;

2) на Причерноморской низменности, также относящейся к внеледниковой зоне, существовали несколько отличные условия — здесь в ее южной части преобладало осадконакопление, вследствие чего подолшва четвертичных отложений, представленных преимущественно лессовыми породами, залегает на глубине 15—25 м от поверхности земли.

Наличие мощной толщи лессовых пород заставляет считать амплитудой четвертичных движений разницу высот между подошвой четвертичных отложений и урезами рек;

3) долины Днестра и Прута имеют четко выраженную в рельефе серию верхнеплиоценовых и четвертичных террас, что позволяет для этих районов со значительно большей точностью по сравнению с остальными частями внеледниковой зоны определить амплитуду четвертичных поднятий по относительным высотам верхних верхнеплиоценовых террас (врез этих террас в поверхность водоразделов определяет суммарную амплитуду движений с позднего сармата, когда здесь установился континентальный режим, и до конца плиоцена).

В настоящее время несмотря на большое количество исследований, проводившихся в долине Днестра — Р. Р. Выржиковским (1929), Л. Г. Лунгерсгаузен (1935, 1938а, б, 1941), Г. П. Алферьевым (1948), К. И. Геренчуком (1950, 1956а, б, 1960), П. Н. Цысем (1951б, 1959, 1962), А. М. Мариничем (1950), Л. Г. Каманиным и А. Г. Эберзиным (1952), Г. И. Раскатовым (1957), В. И. Радзиевским (1957), П. С. Самодуровым (1957), М. С. Кожуриной (1958), И. Д. Гофштейном (1958а, б, 1960а, б, 1962), И. К. Ивановой (1959), Л. И. Чередниченко (1961), А. Л. Чепалыгой (1962а, б) и многими другими, нет общепринятых представлений о количестве, высотах и возрасте террас Днестра, в связи с чем использованные в настоящей работе данные об относительных высотах верхней верхнеплиоценовой террасы (шестой по А. Л. Чепалыге) в качестве показателя четвертичных движений, а также террасы днепровского возраста могут быть уточнены при дальнейшем изучении террас Днестра.

Обширные материалы по террасам долины Прута приведены в работах М. С. Кожуриной (1956а, б; 1960) по Прикарпаты и Буковине и П. Ф. Гожики (1962, 1963) по платформенному участку долины. Их данные об относительных высотах шестой террасы Прута использованы при составлении карты суммарных амплитуд четвертичных движений (см. рис. 21);

4) в южной части ледниковой зоны, где распространены бурые и красно-бурые глины, на эти глины и на нижнечетвертичные элю-

виально-делювиальные отложения произошло в начале среднечетвертичной эпохи наложение мощных толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений, в связи с чем уже нельзя принять в качестве исходной поверхности современную поверхность земли — она отвечает поверхности водно-ледниковых отложений, а правильное учитывать относительные высоты поверхности бурых и красно-бурых глин. Во время максимального оледенения поверхность этих глин опустилась ниже уровня потоков талых вод, поэтому в условиях такого наложения суммарные амплитуды четвертичных движений будут меньше суммарных амплитуд средне- и позднечетвертичных движений;

5) в северной части ледниковой зоны — в Полесье, где четвертичные отложения залегают на размытой поверхности кайнозойских (преимущественно палеогеновых) и верхнемеловых образований, а в центральном Полесье — на поверхности кристаллических пород, суммарная амплитуда четвертичных движений определяется высотой подошвы четвертичных отложений над урезами воды в реках. На значительных по размеру участках эта поверхность погружается ниже местных базисов эрозии, на основании чего здесь устанавливается отрицательная суммарная амплитуда;

6) на Донецком кряже и Приазовской возвышенности, где на больших площадях четвертичные отложения отсутствуют или представлены преимущественно щебенисто-суглинистыми элювиально-делювиальными образованиями и где нет речных долин, пересекающих эти возвышенности, суммарные амплитуды четвертичных поднятий не показаны.

Нет изолиний четвертичных движений и в пределах глубоких четвертичных размывов в долине Днепра, где аллювий залегает на палеогеновых и даже мезозойских отложениях, а его стратиграфия изучена явно недостаточно.

Из рассмотрения карты суммарных амплитуд неотектонических движений за четвертичный период следует, что максимальные суммарные амплитуды приурочены к западной части Волыно-Подольской плиты, которая проявляет тенденции к интенсивному поднятию еще с конца среднего сармата. В четвертичные поднятия вовлечен и Предкарпатский краевой прогиб, где, однако, поднятия происходят более дифференцировано, о чем можно судить по значительным колебаниям поверхности верхних верхнеплиоценовых террас правобережья предгорной части Днестра. Весьма возможно, что и на левобережье Днестра проявлялись дифференцированные движения, но выявление их сильно затрудняется тем, что высокие левобережные террасы Днестра изучены недостаточно, не имеют четко выраженных уступов и, кроме того, прослеживаются только вдоль долины и не развиты в долинах его левых притоков, что не дает оснований для площадной характеристики.

Северо-западный край Подольской возвышенности обрывается крутым уступом северного склона Гогогорско-Кременецких «гор» к мало расчлененной равнине «Малого Полесья». Этот уступ разделяет области с разными относительными высотами подошвы четвертичных отложений над руслом речных долин — на юге более 150 м, на севере — от 25 до 50 м. В литературе существует много предположений о происхождении этого уступа — они детально рассмотрены в работе П. Н. Цыся (1962), который на основании литературных данных и результатов собственных наблюдений приходит к выводу о том, что Гогогорско-Кременецкий уступ имеет тектонико-денудационное происхождение с унаследованием древнего погребенного рельефа, устанавливает здесь наличие предтортонского водораздела, образовавшегося во время континентального перерыва во второй половине палеогена, погребенного под морскими отложениями миоценовых бассейнов и «откопанного» палеоценовыми и четвертичными речными долинами.

Интересные данные о значении тектоники в формировании уступа приводит И. Д. Гофштейн (1962). Он обращает внимание на то, что П. Н. Цысь и другие авторы, рассматривающие этот вопрос, обычно ссылаются на материалы А. Циргоффера (1927) и А. Яна (1937), составивших карты стратоизогипс верхней поверхности меловых отложений, из которых следует, что характер меловой поверхности и образование уступа могут быть объяснены только эрозийно-денудационными процессами, хотя здесь имели определенное значение и тектонические процессы. Указанные карты имели существенный недостаток — они отражали эрозийную поверхность сенонских отложений и поэтому весьма важно было для выявления роли тектоники в формировании уступа выбрать более глубоко залегающий маркирующий горизонт. В качестве такого горизонта М. Л. Диденко была принята кровля турона. Гофштейн приводит в своей работе составленную Диденко в 1957 г. карту стратоизогипс кровли турона района Глиняны — Золочев — Заложцы, из которой следует, что поверхность турона понижается в северо-западном направлении (падение между Золочевом и Красне составляет 110—120 м) и осложнена поднятиями и опусканиями с амплитудой до 100 м, приуроченных к краю Подольского плато.

Из сказанного несомненна роль тектонических процессов в создании Гогогорско-Кременецкого уступа, однако нет оснований и для преуменьшения роли крупных размывов, уничтоживших миоценовые отложения севернее уступа. Нельзя отнести всю указанную выше разницу относительных высот подошвы четвертичных отложений на Подольском плато и к северу от него только за счет неотектонических процессов, однако, к сожалению, настоящая степень изученности не позволяет достаточно уверенно расчитать результаты проявления эндогенных и экзогенных факторов.

Время и условия размыва третичных отложений к северу от Подольского плато пока почти не известны. По предположению П. Н. Цыся, этот размыв можно объяснить только поднятиями в сармате и позднем плиоцене.

Основная сложность изучения дифференцированных движений в Предкарпатском краевом прогибе заключается в трудности установления геологического возраста террас и их сопоставления между собой. Прикарпатский прогиб в геоморфологическом отношении представляет собой наклоненную от гор равнину, глубоко расчлененную правыми притоками Днестра и сложенную с поверхности преимущественно галечниковыми аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями.

Н. П. Ермаков (1948) назвал эту равнину Предкарпатским плиоценовым пенепленом, сформировавшимся в процессе длительной континентальной денудации в плиоцене и позже существенно преобразованным в результате молодых радиальных движений и речной деятельности. П. Н. Цысь в 1951 г., принимавший наименование Н. П. Ермакова, в 1963 г. отмечает непригодность термина пенеплен для предгорий и заменяет его термином денудационно-аккумулятивная равнина.

В Прикарпатье довольно четко выделяются в рельефе два геоморфологических уровня, срезающих складчатые структуры — уровень Красной (более древний) и уровень Лоевой (более молодой; названия даны по населенным пунктам, в районах которых эти уровни изучены). Уровень Лоевой впервые выделил Г. Тейссейре в 1933 г., название уровня Красной предложено И. Д. Гофштейном (19606).

В. Г. Бондарчук (1959а) отмечает, что пятая надпойменная терраса Предкарпатья — лоевская — отвечает подольскому понтическому денудационному уровню, имеющему абсолютные отметки поверхности 375—400 м. В дочетвертичном возрасте уровня Красной никто из исследова-

телей не сомневается, хотя более точное определение возраста нуждается в обосновании. Сопоставление Гофштейном этого уровня с верхнеплиоценовой террасой Среднего Днестра, в аллювии которой А. Г. Эберзиным (1956) найдены *Unio sturi* Högn, кажется нам недостаточно убедительным. Гофштейн, исходя из высотного сопоставления уровня Лоевой с шестой террасой Днестра, считает его эоплейстоценовым. Эти представления противоречат сложившемуся в литературе мнению (Алферьев, 1948; Раскатов, 1957; Бондарчук, 1959а и др.) о позднеплиоценовом возрасте уровня Лоевой, подтверждающемуся аналогией с уровнем Кондешть в Румынии (вероятный аналог левантина) и по некоторым другим данным.

Уровень Лоевой не является в полном смысле речной террасой, во время его формирования еще не существовало определенных речных долин, поэтому анализ его относительных высот не дает прямых данных для суждения о суммарной амплитуде четвертичных движений.

Г. Тейссейре указывает на 150-метровую относительную высоту уровня Лоевой, с ним согласен А. П. Алферьев. В. Г. Бондарчук приводит цифру 140—180 м, И. Д. Гофштейн отмечает значительные различия относительных высот на разных участках. По его материалам, относительные высоты этого уровня на междуречье Быстрицы Солотвинской и Луквы — 90—95 м; Луквы и Ломницы — 70 м; Ломницы и Сивки — 110 м. К западу от долины Свичи относительные отметки поверхности уровня Лоевой понижаются до 70 м, причем здесь этот уровень самый высокий, и следовательно, в западной части Прикарпатья поднятия начались только с позднего плиоцена. Абсолютные высоты уровня Лоевой в полосе, прилегающей к Днестру, сравнительно постоянны — между Свичей и Быстрицей Солотвинской они составляют 320 м, а в прикарпатской части существенно изменяются, достигая максимального значения между Ломницей и Быстрицей Солотвинской (между притоком Сана р. Вирвой и р. Тисменицей — 360 м; между Тисменицей и Стрыем — 380—390 м; между Стрыем и Свичей — 400 м; между Свичей и Сивкой — 460 м; между Ломницей и Луквой — 600 м; между Луквой и Быстрицей Солотвинской — 600 м; между Быстрицей Надворнянской и Прутом — 530 м и уменьшается на восток).

По мнению Г. Тейссейре (1933), поднятие, обусловившее деформацию уровня Лоевой между Ломницей и Быстрицей Солотвинской, вызвало также повышение отметок, на которых реки выходят из Карпат — Ломница 475, Днестр 335, Стрый 340, Сукель 367, Свича 370, Быстрица Солотвинская 448, Быстрица Надворнянская 435, Прут 425 м.

И. Д. Гофштейн (1962) приводит следующую сводку данных о наличии в Прикарпатья и долине Днестра дифференцированных движений:

а) превышение поверхности уровня Лоевой в районе Самбора и Хирова над абсолютными отметками водораздела Сана и Днестра, что, по мнению Г. Тейссейре, указывает на четвертичные опускания этого водораздела (в противном случае Днестр повернул бы на север, в сторону Сана).

Эти соображения Тейссейре не звучат достаточно убедительно, поскольку уровень Лоевой не является террасой Днестра, а представляет собой предгорный пролювиально-аллювиальный шлейф, наклоненный от Карпат. Кроме того, водораздел Днестра и Сана генетически отличен от уровня Лоевой — здесь на размытой поверхности отложилась толща ледниковых и водно-ледниковых осадков, поэтому простое сопоставление отметок поверхности не дает основания для суждения о неотектонике;

б) тектоническое образование Жидачевско-Стрыйской котловины (по Г. Тейссейре);

в) особенности строения четвертичной толщи водораздела Прут — Днестр западнее Хотинской возвышенности — наличие галечного покрова на наиболее возвышенных участках и отсутствие его в Отынской и Тлумачской впадинах указывают, по мнению Тейссейре, на образование этих впадин в результате инверсии рельефа, вызванной тектоническими причинами.

К тектоническому объяснению указанного явления приходит и К. И. Геренчук, однако образование продольных долинообразных понижений может быть связано с раннечетвертичными размывами, не унаследованными более молодыми речными долинами;

г) деформации поверхности седьмой и шестой террас Днестра в районе с. Чернелицы — за пределами района деформации разница высот между этими террасами 10—20 м, в районе деформации — 50 м. В районе Чернелицы наблюдается два уровня шестой террасы — деформированный и недеформированный, что помогает определить время образования нарушения. Чернелицкое поднятие прослеживается от Днестра в северо-западном направлении и пересекает долину Золотой Липы у с. Завадовки, что отвечает тектонической линии Камула — Чернелицы;

д) отсутствие высоких террас выше с. Журавно свидетельствует об относительно более молодом возрасте поднятий этого участка.

И. Д. Гофштейн считает, что современная граница каньона Днестра у с. Нижнего является вторичной; раньше каньон начинался у Журавно, что объясняется тектоническими различиями участков выше и ниже Журавно, но постепенно в результате боковой эрозии вход в каньон сместился вниз к с. Нижневу. Эти выводы Гофштейна нельзя полностью принять, так как следы высоких террас на левом берегу Днестра прослеживаются значительно западнее Журавно, почти до г. Николаева (Геренчук, 1950; Соколовский, 1958);

е) большинство меандр каньонной части долины Днестра приурочено к подвижным блокам, на что указывает меньшая высота «вписанного» берега по сравнению с противоположным;

ж) повышенное залегание отложений верхнего мела в районе Журавно — на 60 м выше по сравнению с соседними участками; нарушение связано с флексурой карпатского простиранья.

По мнению Гофштейна, в Приднестровье следует различать три формы проявления восходящих движений — региональные поднятия, смещения вдоль тектонических разрывов, с которыми связаны антиклинальные складки карпатского простиранья, и блоковые движения. Гофштейн определяет суммарную амплитуду четвертичных движений в районе Чернелиц и Могилева-Подольского 200—300 м, а в Буковинском Приднестровье — 335 м, что, с нашей точки зрения, значительно преувеличено — вследствие отнесения уровня Лоевой и шестой террасы Днестра к нижнечетвертичным отложениям.

В таблице он указывает, что Предкарпатский краевой прогиб в эоплейстоцене переживал дифференцированные поднятия, прерывавшиеся периодами относительного покоя, когда вырабатывались поверхности выравнивания. В мезоплейстоцене, неоплейстоцене и голоцене происходили дифференцированные поднятия с суммарной амплитудой 70 м на запад от Стрыйского сброса и 130 м (до 250 м) — к востоку от него. В южной части Подольского плато поднятия составляли в эоплейстоцене 80—90 м (прерывались периодом относительного покоя), в мезоплейстоцене — 30 м, в голоцене — 15 м.

Не вызывает сомнения наличие дифференциации четвертичных движений в контуре, ограниченном на нашей карте (см. рис. 21) изобазой 150 м, однако пока еще явно недостаточно материалов для ее картографического изображения.

В среднем и нижнем течении Днестра и Прута высоты шестых верхнеплиоценовых террас постепенно понижаются. По данным А. Л. Чепалыги (1962а), относительная высота этой террасы в районе Тирасполя достигает 70—75 м (цоколя — 45—50 м), а в верховье Днестровского лимана, южнее с. Красной Косы, ее цоколь погружается под уровень лимана. Выше Тирасполя цоколь шестой террасы повышается — в городах Григориополе до 55—60, в Дубоссарах — 65, в Рыбнице — 80, в селах Великой Коснице — 90, в Шутновцах — 100 м.

П. Ф. Гожик (1962, 1963) приводит следующие данные об относительных высотах шестой террасы Прута: у г. Липканы — 128, у с. Шербакы — 110, у с. Болотно — 130, у г. Унгены — 127, у с. Калмацэ — 118, у с. Леово — 92, у г. Кагула — 74, у с. Валены — 66, у Джурджулешты — 60 м.

В восточном и юго-восточном направлении от Волыно-Подольской плиты и Предкарпатского краевого прогиба, к которым приурочена зона максимальных суммарных амплитуд, поднятия постепенно уменьшаются и только уже на юго-западных склонах Воронежского массива превышают 125 м. Изобазы 100 м оконтуривают юго-западную часть Украинского кристаллического щита, северную часть Бессарабской плиты и Северо-Донецкий прогиб (по М. В. Чирвинской, Старобельско-Миллеровская моноклиналь). В пределах щита изобазы 100 м охватывают его разнородные структуры — Побужский антиклинорий, Гайсинский синклинорий и частично Ингуло-Ингулецкий антиклинорий, хотя четко выделяется поднятие (более 125 м) южной части Корсунь-Новомиргородского плутона.

Почти вся приднепровская часть щита имеет суммарные поднятия от 75 до 100 м; исключение составляет только центральный участок Верховцевско-Чертомлыкского синклинория, имеющий суммарную амплитуду более 100 м.

В северо-восточном направлении амплитуды уменьшаются, изобазы 50 м между Острогом и Житомиром совпадает с южной границей Полесья (северной границей сплошного распространения лессовых пород), но восточнее Бердичева отклоняется от этой границы к югу и подходит к долине Днестра в районе г. Корсунь-Шевченковского.

Изобазы 25 м на западе проходит через Владимир-Волинский — Луцк — Ровно — Корец, т. е. соответствует северному краю Волинской лессовой возвышенности (южный край этой возвышенности, четко выраженный в рельефе, при принятой по нашей карте шкале изобаз, на карте не выделяется). Восточнее г. Корца эта изобазы протягивается в южной части Центрального Полесья (через Новоград-Волинск, Житомир, Коростышев), а в пределах Киевского Полесья — по долине Тетерева.

Значительный интерес представляет происхождение нулевой изобазы, проведенной по залеганию подошвы четвертичных отложений на уровне местных базисов эрозии. В северо-западной части Полесья проведены также изобазы — 25 м, а на очень небольшом участке, южнее г. Пинска, даже изобазы — 50 м.

В Причерноморской впадине суммарные амплитуды четвертичных поднятий уменьшаются с севера на юг, а присивашская ее часть имеет отрицательную амплитуду — подошва четвертичных отложений залегает ниже уровня моря.

Избранный в настоящей работе метод составления карты суммарных амплитуд четвертичных движений на основании глубины вреза современных речных долин в дочетвертичные поверхности не дает возможности для суждения о суммарных амплитудах движений Донбасса и приазовской части кристаллического щита, которые не пересекаются речными долинами, хотя по ряду соображений можно предполагать,

что поднятия обоих этих регионов составляли величину примерно 100 м.

В Днепровско-Донецкой впадине суммарные амплитуды поднятий уменьшаются с востока на запад — от 75 до 25 м и менее. Как указывалось, в пределах террас Днепра, в Черниговском и Новгород-Северском Полесье в связи с интенсивными размывами ледникового времени не представляется возможным достаточно полно восстановить дочетвертичную поверхность и проследить ее современное высотное положение в отношении речных русел, поэтому здесь изобазы не проведены, но нет сомнений в том, что суммарные амплитуды четвертичных движений в этой части впадины превышают 25 м только в районе г. Новгород-Северского, а во многих местах могут иметь и отрицательные значения.

Необходимо обратить внимание на два вывода, которые следуют из ознакомления с составленной картой:

1. Абсолютные значения суммарных амплитуд четвертичных движений земной коры далеко не полностью отвечают тем представлениям о характере четвертичных движений, которые сложились у большинства исследователей на основании изучения геоморфологических особенностей отдельных регионов территории УССР. Это относится, в первую очередь, к Днепровско-Донецкой впадине и находит естественное объяснение в резком отставании поднятий во впадине от прилегающих регионов, что создало геоморфологический эффект опускания, который усилился наличием сравнительно более интенсивно поднимающегося порога в приднепровской части щита.

2. Суммарные амплитуды четвертичных движений не находятся в прямой связи с распределением мощностей четвертичных отложений. Если в общих чертах правильно утверждение, что максимальные мощности четвертичных отложений приурочены к регионам с минимальными амплитудами поднятий или с преобладанием опусканий — Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадинах, Полесье, — то при более детальном рассмотрении это общее положение во многом изменяется в связи с конкретными в каждом данном месте условиями аккумуляции и сноса. Поэтому нельзя считать, что, например, в западной части Подольской возвышенности, имеющей максимальные амплитуды поднятий, средняя мощность четвертичных отложений должна быть меньше, чем в Побужье, так как на западной части Подольской возвышенности распространен сравнительно мощный покров элювиально-делювиальных лессовых пород, для образования которых в Побужье не было достаточно благоприятных условий. Несомненно, что четвертичные движения земной коры, проявившиеся через изменения соотношения высот, играли важную роль в распределении мощностей континентальных четвертичных отложений, и под напором новых фактов все меньше остается возможностей для применения эоловой гипотезы образования лессовых пород — одного из основных типов четвертичных отложений Украины, однако эта закономерность может быть выявлена только при всестороннем анализе конкретной обстановки данного района.

В целом в четвертичном периоде на территории УССР, как и ранее, преобладали восходящие движения. Общий объем (в км³) поднятий составляет около 38 100, общий объем опусканий — около 400; превышение поднятий над опусканиями — 37 700.

Эти объемы следующим образом распределяются по отдельным регионам: Украинский кристаллический щит — поднятия 11 500; Волыно-Подольская плита — поднятия 8000, опускания 200, превышение поднятий над опусканиями 7800; Днепровско-Донецкая впадина — поднятия 8500; Причерноморская впадина — поднятия 9100, опускания — 100, превышение поднятий над опусканиями 9000; Добруджинский про-

гиб и склон Добруджи — поднятия 600; Северный Крым (скифская платформа) — поднятия 400, опускания 100, превышение поднятий над опусканиями 300.

Огромное распространение отложений, связанных с развитием ледника максимального оледенения, и приуроченность этих отложений к определенным геоморфологическим уровням — водно-ледниковым, зандровым и лессовым равнинам, моренной равнине и к террасам соответствующего возраста — позволяют составить карту изолиний глубины вреза современных речных долин в эти уровни, что характеризует суммарные амплитуды неотектонических движений за время от максимального оледенения включительно. К сожалению, эта карта охватывает только северную часть территории СССР в пределах ледниковой и приледниковой зон; на остальной территории имеющиеся данные об относительном превышении поверхности террас днепровского возраста над руслами рек не дают права для интерпретации на междуречьях.

В ледниковой и приледниковой зонах ледниковые и водно-ледниковые отложения наложены на поверхность дочетвертичных или нижнечетвертичных отложений, в связи с чем суммарная амплитуда за характеризующий отрезок времени будет больше суммарной амплитуды за четвертичный период в целом при положительных движениях и меньше при отрицательных.

Во внеледниковой зоне отложения днепровского возраста в большинстве случаев образуют террасы, вложенные в более древние террасовые уровни, поэтому суммарная амплитуда движений за время от максимального оледенения будет меньше суммарной амплитуды за четвертичный период.

Единственная опубликованная карта неотектонических движений в послераннечетвертичное время принадлежит М. Ф. Векличу (1958), который считает, что вторым этапом интенсивных неотектонических поднятий после движений на границе плиоцена и четвертичного периода были поднятия в начале полесского века — второй половины среднечетвертичной эпохи. По его данным, поднятия с максимальной амплитудой (более 100 м) происходили в среднем Приднестровье, поднятия с амплитудой 50—100 м — в верхнем и среднем Побужье и в средних течениях Ингула и Ингульца, поднятия с амплитудой менее 50 м — на Приднепровской возвышенности, Киевском плато и в Полесье.

Получение Векличем повышенных, по сравнению с нашими, результатов частично объясняется тем, что он сопоставляет поверхность днепровской террасы (или комплексной — нижнечетвертично-днепровской, там, где произошло наложение) с подошвой, а не с поверхностью аллювия полесской террасы.

Выполненные В. Н. Шелкоплясом по той же методике, но более детальные исследования в верхнем Побужье (устное сообщение) дали значительно более близкие к нашим величины поднятий (Шелкоплас определял глубину вреза аллювия полесских террас в поверхность третьих террас). По его данным, глубина вреза 70 м установлена для долины Ю. Буга от городов Летичева до Винницы; 50 м — от Винницы до Брацлава и для долины Синюхи в районе Новоархангельска; 40 м — для долины Ю. Буга от Брацлава до Джулинки; 30 м — для долин Соби, Роси, Ростовицы и Горного Тикича; 25 м — для долин Ю. Буга выше г. Летичева, Бужка, Гнилого Тикича; 20 м — для верховьев Случи; 15 м — для верховьев Тетерева и Десны (левый приток Ю. Буга, впадающий в него у Винницы). Следует отметить, что минимальные значения получены Шелкоплясом для верховий рек, где происходит сближение террас, и поэтому эти значения не могут характеризовать неотектонические движения.

Минимальные поднятия приурочены к Полесской низменности и к долине Днепра. Изобазы 25 м ограничивают с юга северную часть Киевского Полесья, изобазы 40 м проходят севернее городов Ковеля, южнее Сарны, севернее Новограда-Волынского, через Малин, западнее Дымера. Изобазы 50 м в общих чертах отвечают северной границе правобережного Полесья — она проходит через города Владимир-Волынский, Луцк, Ровно, Полонное, Бердичев, несколько углубляется в пределы лессовой равнины — южнее городов Сквир, восточнее Белой Церкви, через Фастов и выходит к Днепру севернее Киева. Область, лежащая к югу от изобазы 50 м и ограниченная с юга северной границей внеледниковой зоны, характеризуется суммарной амплитудой 50—75 м, и только на небольшом участке восточнее г. Кременца возрастает до 76—90 м, а восточнее меридиана г. Богуслава достигает 100 м и более. В особом положении находится Каневский район, где в результате проявления тектоники и динамического воздействия края ледника максимального оледенения отложения днепровского яруса значительно приподняты над уровнем Днепра.

На Левобережье вся долина Днепра с ее террасами лежит в области поднятий менее 50 м. Изобазы 50 м оконтуривают часть Черниговского Полесья, выступ меловых пород Новгород-Северского Полесья и проходит примерно по границе левобережной возвышенности и верхней (моренной) террасы Днепра. Еще большие суммарные амплитуды (более 75 м) характеризуют бассейн Ворсклы.

Изолинии поверхности днепровского возраста хорошо отражают дифференцированные поднятия многих локальных структур Днепровско-Донецкой впадины как в пределах левобережной возвышенности, так и долины Днепра.

В долине Днестра П. Н. Цысь, детально изучавший ее прикарпатскую часть, относит ко времени днепровского оледенения четвертую террасу, в галечниках которой встречаются валуны и галька кристаллических пород, принесенных ледником с севера. И. Д. Гофштейн (1962) указывает на относительную высоту этой террасы на участке долины между Быстрицей и Серетом порядка 35—50 м.

В районе между Каменец-Подольском и Могилев-Подольском, испытывавшим максимальные поднятия, высота террасы, отвечающей днепровскому оледенению, несколько увеличивается — до 60—70 м (Р. Р. Выржиковский, Л. Г. Лунгерсгаузен, М. С. Кожурина и др.). Высота ее цоколя (в м), по данным А. Л. Чепалыги (1962 б), составляет в городах: Сороках 45—50, в Рыбнице 40—45, в Дубоссарах — 27, у Григориополя — 26—27. Ниже по долине относительная высота четвертой террасы уменьшается, в районе г. Тирасполя она равна 40—45 м (высота цоколя 20—25 м), а южнее Кучурганского лимана ее отложения погружаются под уровень поймы (Чепалыга, 1962б).

Аналогичная картина наблюдается и в долине Прута — здесь высота террасы днепровского возраста составляет около 60 м в предгорной части долины (Кожурина, 1958), несколько увеличивается в среднем течении реки и затем уменьшается к устью. По данным П. Ф. Гожики (1962, 1963), относительная высота террасы (в м) днепровского возраста составляет у г. Липкан 60, у с. Щербаки — 57, у с. Болотина — 59, у г. Унген — 56, у с. Калмацуня — 48, у г. Леова — 40, у г. Кагула — 35, у сел Валены и Джурджулешты — 36.

Относительная высота третьей (второй надпойменной) террасы Сев. Донца, формирование которой относится к днепровскому веку, составляет между г. Белгородом и с. Старым Салтовом 30—50 м, а между с. Старым Салтовом и Изюмом достигает 55 м (Заморий, 1961).

В долине Ю. Буга терраса днепровского возраста установлена М. А. Кострицким (Заморий, 1961б) между селами Покровским и Ковалевкой и имеет относительную высоту 45 м, что указывает на значительные суммарные амплитуды поднятий (в настоящее время в результате молодых опусканий лиман Ю. Буга достигает с. Ковалевки, и, следовательно, амплитуда поднятий за время от днепровского века будет больше суммарной амплитуды, являющейся алгебраической суммой поднятий и опусканий; к этому следует добавить, что определение Кострицким возраста террасы произведено только на основании палеопедологических данных и поэтому нуждается в уточнении).

В долине Ингульца А. К. Алексеевым (1928) и Т. Е. Лапчик (1935) установлены три надпойменные террасы. П. К. Заморий (1954, 1961б) считает аллювий второй надпойменной террасы, возвышающейся над руслом реки на 11—15 м, среднечетвертичным (Q_2), а аллювий третьей надпойменной террасы, имеющей относительную высоту до 38 м (против с. Романово-Булгаково) — ниже-среднечетвертичным (Q_{1-2}). Если принять третью надпойменную террасу Ингульца возрастным аналогом третьей надпойменной террасы Ю. Буга (выделенной М. А. Кострицким), что нуждается в дополнительных исследованиях, получается, что суммарная амплитуда в долине Ингульца почти равна цифре, полученной для Ю. Буга — 38 м (на Ю. Буге — 45 м).

Еще сложнее установить суммарную амплитуду неотектонических движений за характеризуемый период в долине Нижнего Днепра, что связано со сложностью анализа высотных положений террасовых поверхностей и разными принципами определения геологического возраста этих поверхностей. П. К. Заморий (1954) указывает, что, по мнению С. С. Соболева, высказанному в 1933 г., «...на левобережье Нижнего Днепра нормальное высотное соотношение террас резко нарушено в результате неравномерных эпейрогенических движений. Здесь более молодая песчаная терраса имеет более высокие отметки в сравнении с более древней террасой (лессовой), расположенной ближе к побережью Черного моря, которая пережила значительно большее опускание». Заморий (1961б) разделяет эту точку зрения. Он пишет, что здесь высотные соотношения террас резко нарушены в результате тектонических движений, которые обусловили превышение поверхности песчаной террасы над лессовой и залегание отложений древнечетвертичной и верхнеплиоценовой террас в погребенном состоянии.

Указанные авторы, к сожалению, не учитывают весьма реальную возможность рассмотрения песчаной и нижней лессовой террас в качестве одновозрастной поверхности, сложенной разными фациями аллювия.

К третьей надпойменной, или среднечетвертичной, днепровской террасе Заморий относит два участка террасового района Нижнего Днепра: а) в его восточной части; вытянут с севера на юг от Каховки до устья Каланчака, имеет не выраженную в рельефе восточную границу и на западе граничит с долинообразным понижением; характеризуется отметками поверхности 20—30 м; б) в средней части террасового района, между селами Бриловкой, Чалбасами, Андроновкой, Николаевкой, Долматовкой, Буркутами.

В долине Молочной, по последней сводке А. М. Мулики (1963), к днепровскому веку относится вторая надпойменная терраса, имеющая высоту до 20 м над руслом реки (на левом пологом склоне долины Молочной террасовые уступы выражены в рельефе нечетко, террасы выделяются главным образом на основании материалов бурения, причем возраст только самого древнего уровня подтверждается палеонтологически, а для остальных уровней принимается условно).

Поверхность второй надпойменной террасы постепенно понижается в южном направлении, южнее с. Мордвиновки ее аллювиальные отложения залегают ниже уровня моря, высота ее над уровнем лимана составляет 5—6 м в северной части лимана и 1—2 м в южной.

Также ведут себя и другие террасы Молочной. Третья, нижнечетвертичная, терраса имеет высоту до 35 м в среднем течении Молочной, прослеживается почти до Азовского моря, но высота ее понижается до 4—5 м над уровнем лимана, первая надпойменная терраса опускается до относительной высоты 2—3 м уже в северной части лимана. Из этих данных следует, что поднятия, обусловившие формирование вложенных террас, сменились опусканиями, приведшими к образованию лимана, только после формирования первой надпойменной террасы.

П. К. Заморий и Г. И. Молявко (1946б) в составе лиманно-морских отложений, изученных ими при помощи бурения на пересыпи и дне Молочного лимана, устанавливают наличие древнечетвертичных, среднечетвертичных (карангатских), верхнечетвертичных и современных отложений. Они считают, что первый размыв на месте современного Молочного лимана произошел в позднепонтийское время. Здесь накапливались отложения киммерийского, куяльницкого, древнеэвксинского, карангатского, древнеазовского и современного азовского бассейнов; осадконакопление сменялось эрозией только в чаудинское и узунларское время. По мнению Замория, южнее г. Мелитополя, около Молочного лимана, левобережные террасы Молочной сливаются, уменьшается высота уступов, а их отложения в значительной степени погружаются ниже уровня моря.

Представления о постепенном погружении террас долины Молочной и прослеживание их на восточном берегу лимана трудно увязываются с приведенными выше данными П. К. Замория и Г. И. Молявко о древности лимана. Очевидно, только будущая ревизия и тех и других материалов позволит установить истинную картину истории развития долины Молочной.

Значительно развиты на юге Украины древнеэвксинские (эвксинские) отложения опресненного бассейна, высотные положения которых могли бы служить индикатором неотектонических движений, чему, однако, препятствует отсутствие среди исследователей Причерноморья единства взглядов на их геологический возраст, синхронизацию с континентальными отложениями, в том числе и аллювием речных террас, и контуры распространения.

П. К. Заморий, относящий к древнеэвксинским отложениям только породы, содержащие специфическую фауну *Didacna crassa* Eichw., *D. pseudocrassa* Pav., *Monodacna colorata* Eichw., *Dreissenia polymorpha* Pall., *Corbicula fluminalis* Müll., *Viviparus diluvianus* Kunth и др., отмечает, что они встречаются в отдельных изолированных друг от друга пунктах и залегают на разных высотах по отношению к современному уровню моря. Эти высоты характеризуют суммарную амплитуду движений за время после седиментации древнеэвксинских отложений, которые, по мнению Замория, Молявко и многих других исследователей, считаются нижнечетвертичными, но, к сожалению, плохо увязываются с приведенными выше сведениями о сравнительно однородно изменяющихся относительных высотах соответствующих террасовых уровней (если не принять, что цифры, полученные Заморием, относятся к самой южной части Причерноморской низменности, характеризующейся по сравнению с остальной низменностью значительно более интенсивными и дифференцированными движениями, что не вытекает из тектонического анализа Причерноморской впадины).

В. Г. Бондарчук придерживается другого мнения о возрасте и распространенности древнеэвксинских отложений. Он считает, что эти отложения, за которыми следует сохранить название эвксинских, предложено Н. И. Андрусовым, синхронны времени развития днепровского оледенения, когда произошло значительное опреснение бассейна, существовавшего на месте современного Черного моря. Он пишет, что эвксинская терраса заходит в Молочный лиман и сливается с третьей террасой Молочной, а западнее Молочного лимана она значительно расширяется и достигает долины Днепра. Северная граница террасы в рельефе не выражена и ориентировочно проходит между селами Ефремовкой и Любимовкой (севернее района распространения эвксинских отложений простирается равнина, очевидно, сформировавшаяся в куяльнике). Между Молочной и Днепром эвксинская терраса образует своеобразный рельеф бессточной низменной равнины, который приобрел современный облик в течение нескольких этапов — после регрессии эвксинского моря происходило образование рельефа по типу современной поймы, которое завершилось отложением лесса.

Комплексное изучение лессовых пород Причерноморья показало, что имеются существенные различия в составе, условиях залегания и свойствах лессовых пород отдельных частей этого региона, в частности между лессовыми породами, залегающими севернее и южнее линии Каховка — Мелитополь. Лессовые породы южнее этой линии носят признаки, свидетельствующие о накоплении их с участием водных процессов, что, возможно, позволит в дальнейшем использовать данные о гипсометрии поверхности для суждения о неотектонике.

Таким образом, анализ относительных высот геоморфологических уровней и речных террас днепровского возраста позволяет сделать вывод, что за время после начала максимального (днепровского) оледенения на территории Украинской ССР продолжались дифференцированные вертикальные движения земной коры, максимальная суммарная амплитуда которых достигала в юго-западной части Волыно-Подольской плиты и в Прикарпатье — 150 м, в среднем Приднепровье — 100 м, и уменьшалась в Полесье и Днепровско-Донецкой впадине до 25 м, а в самой южной части Причерноморской впадины поднятия сменились опусканиями.

Изучение высотного положения геоморфологических уровней и террас полесского возраста, предпринятое авторами, встретилось с еще большими трудностями, преодолеть которые пока не удалось, так как для составления неотектонической карты, характеризующей движения земной коры за время от начала полесского века, необходимо более детальное, чем это имело место до настоящего времени, прослеживание продольных профилей террас полесского возраста, особенно на участках речных долин, где происходит увеличение или уменьшение относительных высот этих террас в результате проявления неотектонических процессов.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ

На последнем этапе неотектонических движений, когда происходила выработка современных продольных профилей русел рек и формирование пойменных террас, на территории УССР продолжались колебательные движения земной коры с преобладанием поднятий, что обусловило вложение пойменной террасы в более древние террасы, тогда как наложение аллювия пойменной террасы на более древний аллювий встречается значительно реже. Дифференциация движений в пространстве определила основные особенности формы продольного профиля, строения пойменной террасы, распределение мощностей и фаций аллювия, изменение ширины меандрового пояса и др.

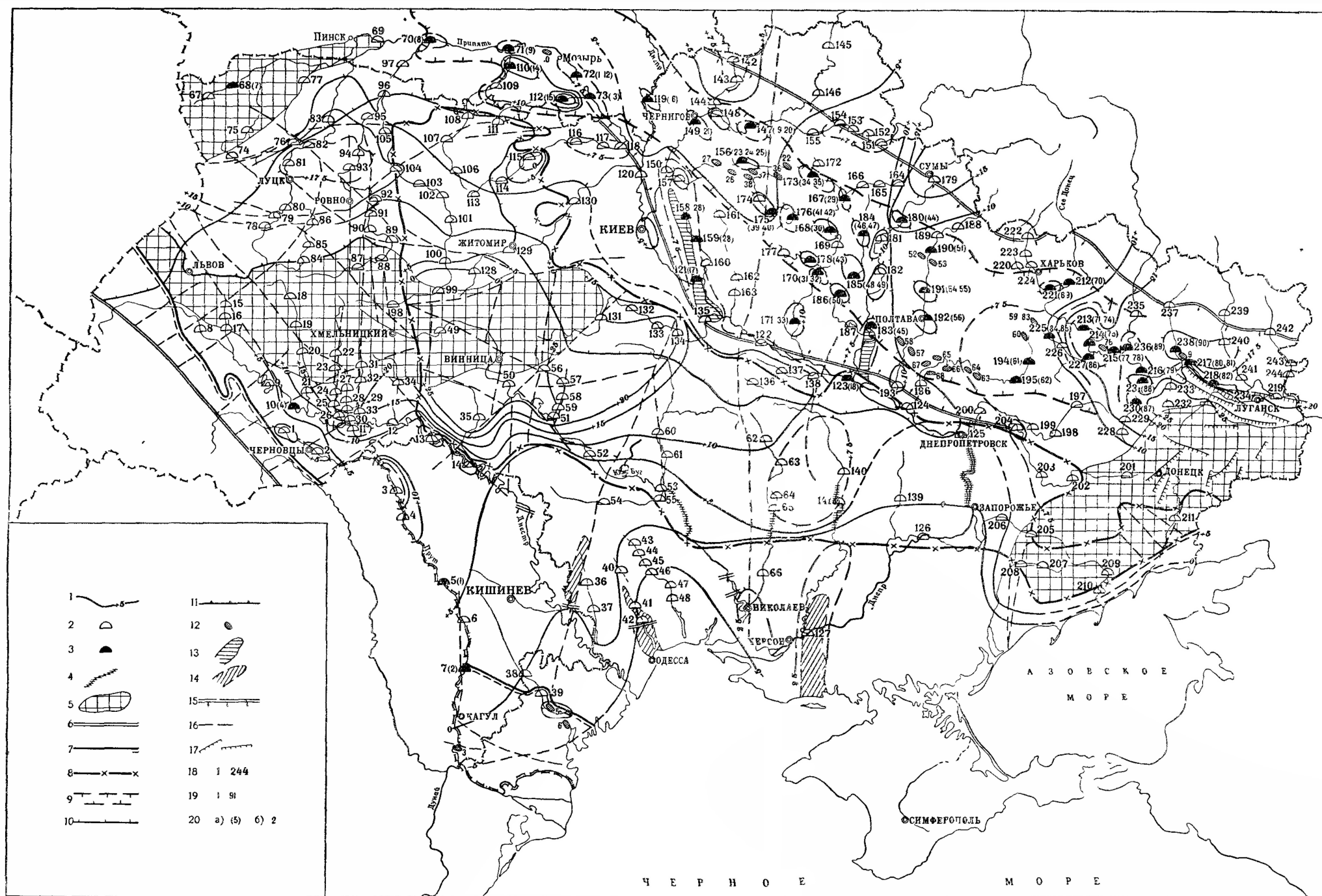


Рис 22 Схематическая карта суммарных амплитуд неотектонических движений в голоцене

1 — изодифы линии одинаковых значений относительной деформированности 2 — относительные деформации продольных профилей рек, предположительно отвечающие локальным участкам земной коры с повышенной активностью 3 — деформации образования которых связаны с тектонической активностью уже известных по геологическим и геофизическим данным локальных структур, 4 — участки повышенных (аномальных) падений русел рек 5 — районы переживающие относительные поднятия (изодифы не проведены в связи с отсутствием пересекающих эти районы крупных речных долин) 6 — внешняя граница Карпатских гор 7 — юго-западная граница Русской платформы 8 — южная граница Украинского кристаллического щита 9 — граница Донецко-Днепровско-Припятского гребня 10 — граница максимального распространения ледника 11 — уступ северного склона Подольского плато 12 — локальные структуры, пересекаемые речными долинами, не выраженные в форме профиля, 13 — контуры поднятий северо-восточного склона Украинского кристаллического щита 14 — зоны магнитных аномалий 15 — структурные уступы 16 — разломы 17 — надвиги, 18 — порядковые номера относительных деформаций (см. табл. 6), 19 — порядковые номера локальных структур, пересекаемых речными долинами (см. табл. 4) 20 — номер локальной структуры а) выраженной в форме профиля и б) не выраженной

Из рассмотрения карты суммарных амплитуд неотектонических движений последнего этапа их развития (рис. 22) следует, что наибольшие суммарные амплитуды поднятий приурочены к центральной части Украинского кристаллического щита, Волыно-Подольской плите и Донецкому бассейну; относительно меньшими амплитудами поднятий характеризуются Полесский массив, Молдавская плита, северная и южная части щита, Днепровско-Донецкая впадина. Нулевая изобазы, проходящая южнее Кагула, севернее Тирасполя, восточнее Ананьева, через Вознесенск, Николаевку, южнее Запорожья, через Мелитополь, Жданов, отделяет расположенную к югу от нее зону опусканий Причерноморской впадины и Добруджинского прогиба.

Украинский кристаллический щит

Современный рельеф территории, отвечающий тектоническому региону Украинского кристаллического щита, где кристаллические породы залегают выше местных базисов эрозии или даже непосредственно выходят на дневную поверхность на водораздельных пространствах, отражает особенности строения кристаллического фундамента. В характере продольных профилей рек четко отражается блоковое строение щита.

Северо-западная часть щита. На фоне относительных поднятий порядка 5—15 м выделяются два участка относительно меньших поднятий (менее 5 м), расположенных северо-восточнее Коростеня и южнее линии Шепетовка — Житомир, отвечающих относительно пониженным геоморфологическим уровням — Коростенской моренной равнине и Случско-Тетеревской аккумулятивной низменности (Заморий, 1961б).

Река *Случь* пересекает кристаллический щит на участке от г. Старо-Константинова до с. Соснового. На ее продольном профиле (рис. 23, 24) в пределах Волыно-Подольского (Бердичевского) антиклинория, сложенного гнейсами подольской серии и чудново-бердичевскими гранитами, выделяются Остропольская и Новомиропольская деформации, высота которых составляет соответственно 6,2 и 5,1 м. Эти деформации разделяются резким прогибом профиля с изменением уклонов от 45,5 до 7,5 см/км; деформации соответствуют приподнятым блокам, прогиб между ними — относительно опущенному блоку.

Ниже Новомиропольской деформации наблюдается еще один перелом продольного профиля (от 15,3 до 27,7 см/км), отвечающий разлому, ниже которого (по течению) река переходит в зону относительно опущенных блоков верхнего яруса нижнеархейской складчатости. Здесь выделяются Гульская (6,0 м), Новоград-Волинская (3,0 м) и Городницкая деформации продольного профиля, разделенные перегибами. Новоград-Волинская и Городницкая деформации связаны с пересечением рекой гранитных массивов верхнего структурного яруса нижнего архея; причины образования Гульской деформации пока не ясны.

Неоднородность геоморфологического строения долины Случи, обусловленная тектоническими причинами, позволила А. М. Мариничу (1963) выделить в пределах этой части щита южный возвышенный район и северный район — Центральное Полесье.

Глубина долины Случи в южном районе достигает 50—75 м, в Полесье уменьшается до 30—40 м и даже до 15—20 м. В долине Случи наблюдается чередование суженных и расширенных участков, обусловленных различной высотой залегания кристаллических пород над местными базисами эрозии. Суженные участки часто имеют каньонообразный характер (Острополь, Новоград-Волинский и др.). Высота пойменной террасы изменяется от 1 до 4 м, ширина ее — от 0,2 до 0,4 км, мощность аллювия составляет 3—8 м.

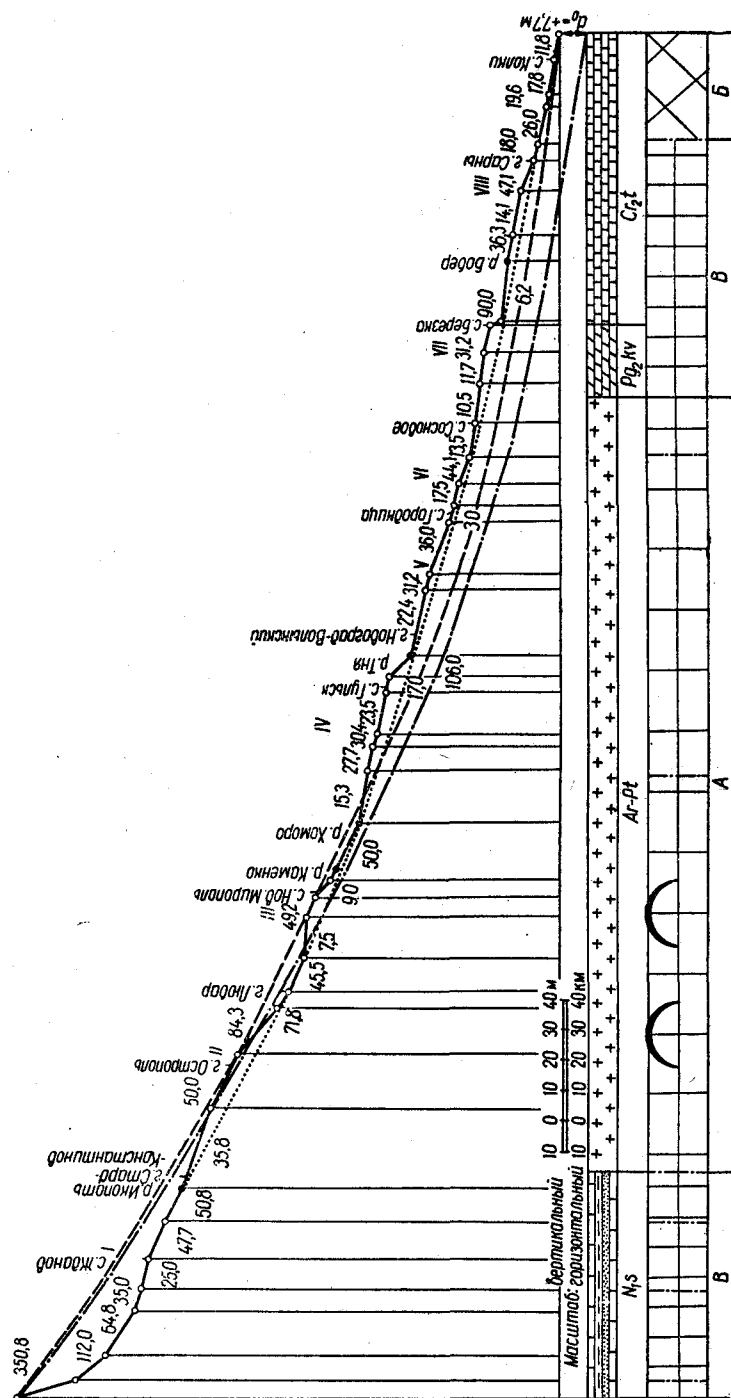


Рис. 23. Схематический продольный профиль р. Случи.

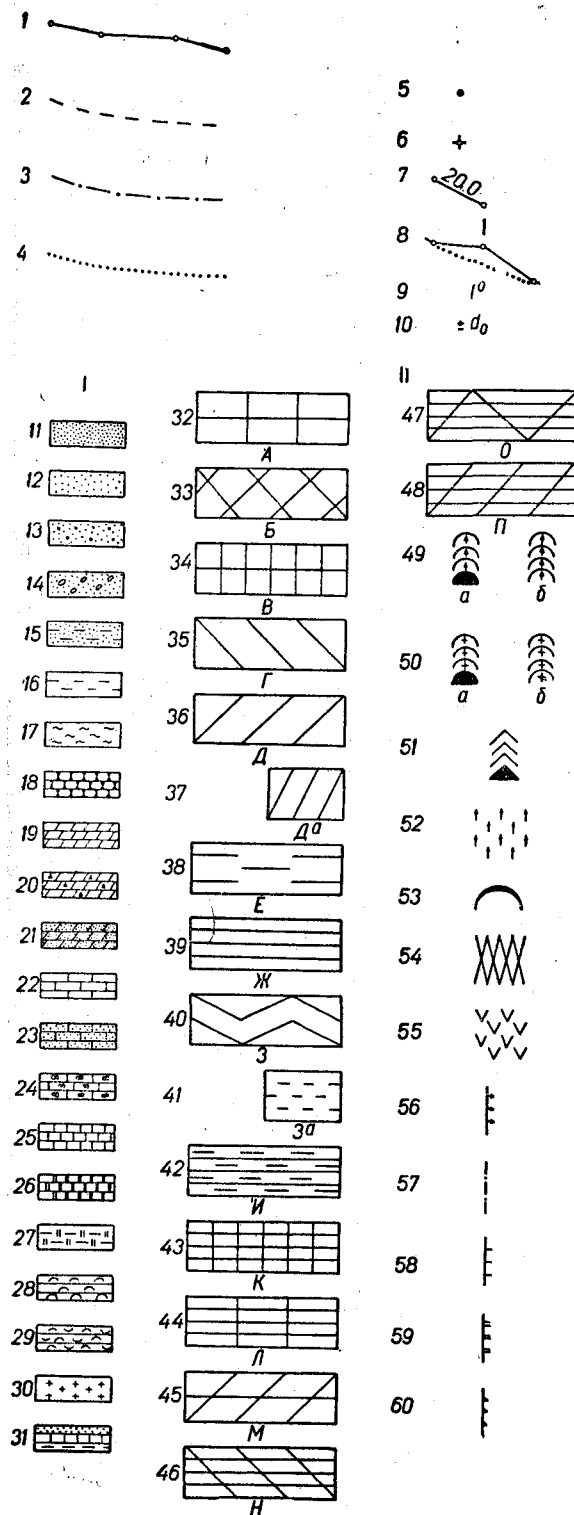


Рис. 24. Условные обозначения к схематическим продольным профилям рек (рис. 23, 25—30, 32—39):

1 — линия топографического продольного профиля; 2 — геометрический аналог топографического профиля до введения поправок (P^0 или $\pm d_0$); 3 — линия геометрического аналога после введения поправок; 4 — линия выравнивания топографического продольного профиля; 5 — устье реки; 6 — древнее устье реки до затопления долины при изменении базиса эрозии; 7 — уклон русла реки (в см/км); 8 — относительная деформация профиля и ее порядковый номер (для данной реки); 9 — поправка за несоответствие высотного и линейного (по линии профиля) положения современного устья реки древнему устью основной реки; 10 — поправка за несоответствие высотного положения устья притока геометрическому аналогу основной реки.

I. Состав пород: 11 — песок; 12 — песок мелкозернистый; 13 — песок крупно- и среднезернистый; 14 — песок с галькой; 15 — песчано-глинистые породы; 16 — глины; 17 — алевролит; 18 — песчаник; 19 — мергель; 20 — мергель кремнистый; 21 — мергель песчаный; 22 — известняк; 23 — известняк песчаный; 24 — известняк литоминеральный; 25 — мел; 26 — доломит; 27 — аргиллит; 28 — гипс; 29 — ангидрид; 30 — комплекс пород Украинского кристаллического щита; 31 — чередование пород разного состава.

II. Тектонические регионы области и отдельные элементы: 32 (А) — Украинский щит; 33 (Б) — Полесский массив; 34 (В) — Волинно-Подольская плита; 35 (Г) — северо-восточный склон Украинского кристаллического щита; 36 (Д) — юго-западный склон Воронежского кристаллического массива; 37 (Д) — крайняя мобильная часть склона Воронежского кристаллического массива; 38 (Е) — Галицко-Волынская впадина; 39 (Ж) — южный склон Украинского кристаллического щита (Причерноморская впадина); 40 (З) — Центральный (Донецко-Днепровско-Припятский) грабен; 41 (З) — крайние дислоцированные части грабена; 42 (И) — Конско-Ялинская впадина; 43 (К) — Донецкий бассейн; 44 (Л) — зона сочленения Центрального грабена с Донецким складчатым сооружением; 45 (М) — Старобельско-Миллеровская моноклиналь; 46 (Н) — Карпатский передовой прогиб; 47 (О) — Молдавская плита; 48 (П) — Добруджский прогиб; 49 — локальные структуры: а) выраженные в форме профиля и б) не выраженные; 50 — соляные штоки; а) выраженные в форме профиля и б) не выраженные; 51 — горстообразные поднятия кристаллического фундамента; 52 — локальные поднятия, установленные по данным геологических работ; 53 — антиклинальные структуры и зоны антиклинальных структур; 54 — магнитные аномалии; 55 — вулканические образования среди осадочных пород; 56 — структурные уступы; 57 — разломы; 58 — сбросы; 59 — надвиги; 60 — флексуры.

В районах деформаций продольного профиля уменьшается ширина поймы и мощность аллювия. Так, ширина поймы в районе Гульской деформации составляет 0,1 км, мощность аллювия — 1—3 м, тогда как выше и ниже деформации у сел Острожка и Чижовки ширина пойменной террасы увеличивается до 0,2—0,3 км, мощность аллювия — до 7—24 м (Маринич, 1963). Гульская деформация имеет современную скорость поднятий 8 мм/год (по данным ЦНИИГАиК, 1958).

Река *Уборть* (рис. 25) на всем своем протяжении протекает по Полесской низменности, с чем связан ее относительно прямолинейный продольный профиль. На отдельных участках ее долина приурочена к линиям тектонических разломов, на что обратил внимание в 1934 г. В. И. Луцицкий. Олевская (3,8 м), Пержанская (5,2 м) деформации

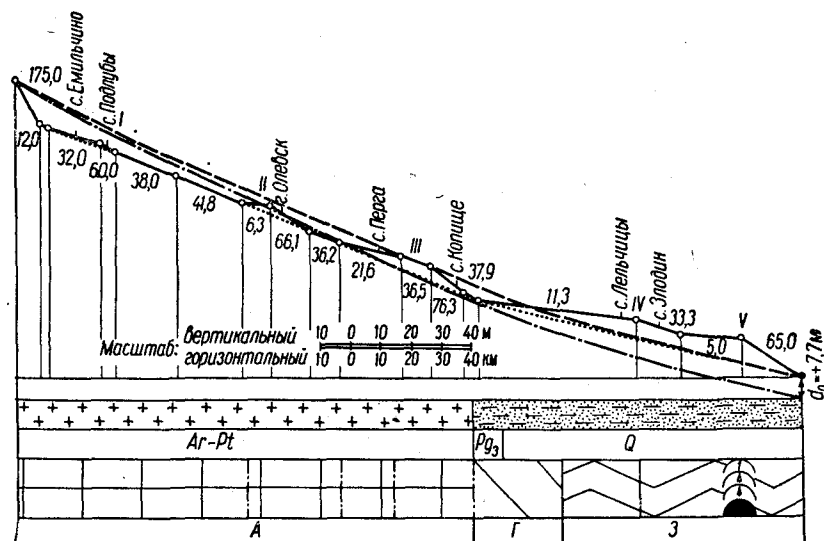


Рис. 25. Схематический продольный профиль р. Уборти.

продольного профиля совпадают с тектоническими нарушениями; в районе Подлубской деформации (2,1 м) такие нарушения пока не известны.

В районе Олевской деформации наблюдается резкое сужение долины реки и уменьшение мощности аллювия до 5—7,5 м (выше и ниже деформации ширина долины достигает 3—4 км).

На продольном профиле *Словечны* выделяется Верхнесловечанская деформация высотой 9,0 м, в районе которой в форме профиля четко фиксируется проходящий здесь субширотный разлом — изменение уклона русла от 230,7 до 336,5 см/км.

Долина *Ужа* в пределах Украинского кристаллического щита приурочена к области распространения протерозойских интрузивных массивов гранитов и габбро коростенского комплекса.

На продольном профиле *Ужа* здесь выделяются Барашская (7,6 м), Ушомирская (9,0 м) и Каменская (3,0 м) деформации, связанные с различной денудационной устойчивостью пород, слагающих отдельные блоки фундамента. Барашская деформация отвечает пересечению рекой гранитного массива; резкий перелом профиля в районе Ушомирской деформации — разлому, проходящему между Ушомиром и Немировкой, установленному С. В. Бельским в 1931 г.; Каменская — границе между щитом и его северо-восточным склоном, где

резко расширяется пойма (от 0,1—0,2 до 5—6 км) и увеличивается мощность аллювия (от 1—8 до 25—32 м).

Причина образования небольших деформаций продольного профиля *Ужа* в пределах склона щита — Верхнемартыновичской (2,0 м), Нижнемартыновичской (3,0 м) и Глинской (2,9 м) — пока не ясна.

Чернобыльские дислокации в форме продольных профилей *Ужа* и Припяти выражены незначительными изменениями уклонов русла (соответственно 20,0—24,1 и 3,7—2,5 см/км).

На продольном профиле *Тетерева* выделяются Высокопечская (3,0 м) и Житомирская (2,2 м) деформации. Первая из них приурочена к разлому, разделяющему Волыно-Подольский антиклинорий и зону опущенных блоков нижнеархейской складчатости (уклон русла изменяется от 73,1 до 105 см/км); вторая — к пересечению рекой гранитного массива. Деформация в районе г. Коростышева, где выше базиса эрозии залегают кристаллические породы и долина имеет эрозионный характер, в продольном профиле реки не выражена, что может свидетельствовать о затухании восходящих движений этого района или об остановом, а не тектоническом характере выступа кристаллических пород, прерываемых рекой.

Как и пойма *Ужа*, пойма *Тетерева* при переходе со щита в область его северо-восточного склона расширяется от 0,1—1,5 до 2—3 км, а мощность аллювия поймы возрастает от 4—7 до 20—25 м.

За пределами щита долина резко расширяется до 5 км; вместо высоких скалистых берегов долина имеет низкие склоны, сложенные песчано-глинистыми породами. Аллювиальные отложения в пределах щита залегают на докембрийских породах, а на его склоне — на мергелях киевского яруса. Несмотря на однородность пород, слагающих ложе реки, на продольном профиле *Тетерева* в пределах северо-восточного склона щита выделяется Песковская (2,8 м) относительная деформация, образование которой, возможно, связано с пока неизвестной локальной структурой. В районе этой деформации пойма приподнята, в то время как в приустьевом участке *Тетерева* пойма заболочена.

Центральная часть щита. Максимальные поднятия в голоцене приурочены к Побужскому антиклинорию — более 25 м. Изодефа +20 м, огибающая с юга район с суммарными амплитудами поднятий 20—25 м, проходит севернее городов Могилева-Подольского, Тульчина, южнее Гайсина, западнее Звенигородки, восточнее Богуслава, южнее Белой Церкви. Резкое погружение поверхности кристаллических пород в юго-западном направлении совпадает с уменьшением суммарных амплитуд поднятий до 10 м; уменьшаются суммарные амплитуды поднятий и в юго-восточном направлении: в районе Гайворона, Первомайска и Вознесенска они составляют 0—5 м.

На продольном профиле *Мурафы* четко выделяется Хоменковская деформация высотой 42,0 м, расположенная между двумя резкими перегибами профиля — от 448 до 100 и от 330 до 140 см/км. Эти переломы профиля совпадают с разломами, разделяющими отдельные блоки фундамента, а сама деформация охватывает «район рудопроявления» (Рябенко, 1961). В районе деформации в русле реки обнажаются кристаллические породы, что приводит к сужению русла до 60—100 м (выше и ниже деформации — 350—400 м).

Ю. Буг протекает в разных тектонических регионах — Волыно-Подольской плите, Украинском кристаллическом щите и Причерноморской впадине, что отражается в общих особенностях продольного профиля. На участке профиля, отвечающего щиту, выделяются следующие деформации — Суловцовская (6,6 м), Винницкая (21,0 м), Собская (7,0 м), Гайворонская (13,0 м) и Первомайская (21,2 м).

Эти деформации приурочены к поднятиям поверхности кристалли-

ческих пород — в районе Сусловцовской относительной деформации поверхность кристаллических пород имеет отметки более 280 м, а выше и ниже деформации — менее 240—260 м, в районе Винницкой деформации — отметки поверхности кристаллических пород превышают 260 м и т. д. Выраженность в форме продольного профиля разломов указывает на тектоническую активность этих разломов на последнем этапе неотектонических движений.

К деформациям приурочены сужения пойменной террасы и уменьшение мощности аллювия; район Винницкой деформации характеризуется современными поднятиями со скоростью 0,5—1,1 мм/год.

На продольном профиле *Соби* выделяются Собская (4,7 м), Дашевская (2,1 м), Сорокская (2,0 м) и Гайсинская (2,1 м) относительные деформации, образование которых связано с тектонической активностью

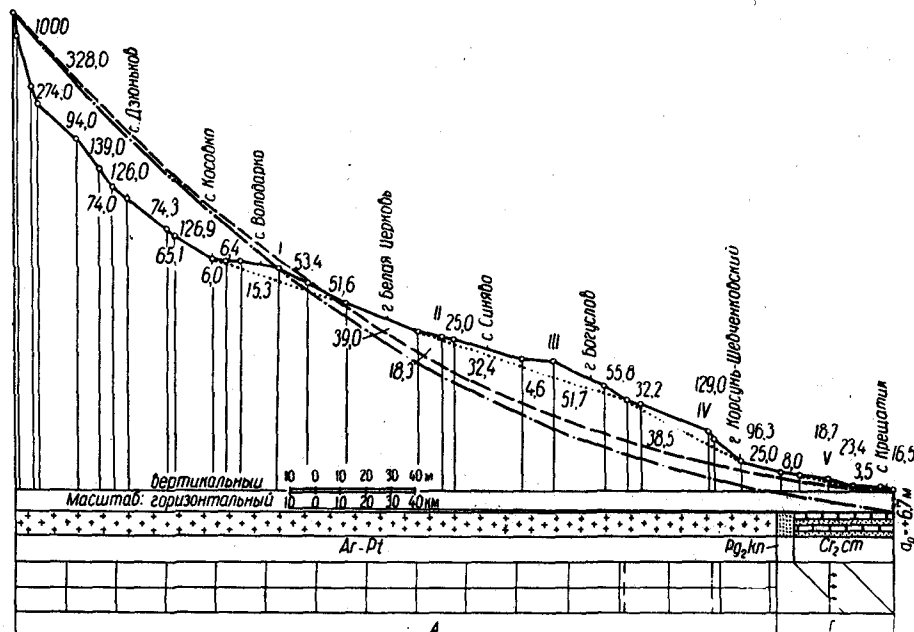


Рис. 26. Схематический продольный профиль р. Роси.

блоковых структур, а участки резких изменений уклонов русла реки, образующие перегибы профиля между деформациями, отвечают известным и предполагаемым по геологическим и геофизическим данным разломам.

Наиболее значительная Собская деформация приурочена к «району рудопроявления» (Рябенко, 1961). Ниже деформации резким перегибом профиля реки с изменением уклонов от 155,0 до 77,5 см/км фиксируется разлом.

Долина Соби в нижнем и среднем течении совпадает с субмеридиональным разломом Дашев — Липовец, в связи с чем продольный профиль этого участка имеет относительно прямолинейный характер.

Продольный профиль верхнего течения *Роси* (рис. 26), где река приурочена к Тетиевскому синклинию, имеет вид вогнутой кривой. В пределах Белоцерковского антиклинория, от с. Косовки до г. Корсуня-Шевченковского, на профиле, имеющем вид выпуклой кривой, выделяются Володарская (5,2 м), Синявская (2,5 м), Богуславская (5,9 м) и Корсунь-Шевченковская (6,9 м) относительные деформации.

Синявская и Богуславская деформации приурочены к пересечению рекой гранитных массивов нижнеархейского возраста. Образование

Корсунь-Шевченковской деформации связано с активностью разлома, который выше Корсуня-Шевченковского фиксируется переломом профиля с изменениями уклонов от 38,5 до 129,0 см/км. Причина образования Володарской деформации пока не ясна.

В местах деформаций профиля долина имеет вид каньона, стенки которого сложены кристаллическими породами; поймы местами нет.

При переходе со щита на его склон долина Роси расширяется, продольный профиль имеет относительно прямолинейный характер, уклоны русла уменьшаются, структурный уступ вызвал перегиб профиля с изменением уклонов от 18,7 до 23,4 см/км.

На продольном профиле *Синюхи* выделяются Терновская (2,1 м) и Добрянская (4,1 м) относительные деформации, образование которых связано с дифференцированной тектонической активностью отдельных блоков щита, разделенных разломами.

Продольный профиль *Днестра* (см. рис. 29) в пределах Украинского кристаллического щита имеет вид выпуклой кривой с Могилев-Подольским и Ямпольским максимумами деформированности (высоты соответственно 2,1 и 3,5 м), приуроченных к районам наиболее высокого залегания поверхности кристаллических пород.

Юго-восточная часть щита. Эта часть щита переживает поднятия с суммарными амплитудами до 15 м (за исключением районов Первомайска, Вознесенска, Никополя, Марганца, где преобладают незначительные опускания). Изодефа +10 м проходит южнее с. Терновки (на р. Синюхе) и г. Кировограда, через с. Знаменку и оконтуривает с юга район с поднятиями 10—15 м.

Наибольший интерес представляет локальное Криворожское поднятие, обусловившее значительную деформированность продольных профилей рек Ингула и Ингульца (более 7,5 м); оно характеризуется значительными скоростями современных поднятий — более 10 мм/год.

Понижение поверхности кристаллических пород в юго-восточном направлении сопровождается уменьшением суммарных амплитуд поднятий, что говорит об унаследованности новейшими неотектоническими движениями более древних движений.

Характерно, что к районам с относительно повышенными значениями деформированности приурочены меньшие мощности четвертичных отложений, а участки с меньшей амплитудой восходящих движений имеют большие мощности этих отложений.

На продольном профиле *Кодымы* выделяется Катериновская относительная деформация (3,5 м), совпадающая с переходом реки из района Причерноморской впадины в область щита. Разлом в районе с. Катериновки вызвал изменение уклона русла от 120,5 до 7,0 см/км.

Продольный профиль *Тясмина* имеет вид плавновогнутой кривой (показатель формы профиля $n=2,91$), с небольшой деформацией в районе Чигирин, обусловленной выходами кристаллических пород. Субмеридиональный разлом в районе г. Смелы выражен в продольном профиле небольшим изменением уклона от 50,9 до 41,1 см/км, а разлом ниже с. Новогеоргиевска вызывает изменение уклона от 39,1 до 22,2 см/км.

На продольном профиле *Ингула* выделяются Кировоградская (3,7 м), Богдановская (4,0 м), Константиновская (12,1 м) и Ульяновская (4,9 м) относительные деформации, в районах которых поверхность кристаллических пород значительно приподнята. Относительно выпуклый участок профиля с уменьшением уклонов русла (от 30,7 до 63,4 см/км) между устьями рек Сухоклей и Березовки отвечает предполагаемому субмеридиональному разлому, по которому понижается поверхность кристаллических пород на 40 м (от 100 до 60 м над уровнем моря).

На продольном профиле *Конки* выделяются Новокарловская (2,9 м) и Камышевахская относительные деформации. Образование Новокарловской деформации в районе развития однородных по стойкости к процессам денудации понтических песков, слагающих ложе реки и лежащих на кристаллических породах, связано с переходом русла реки из Конкско-Ялинской впадины на Украинский кристаллический щит, которые имеют разную тектоническую активность. Образование Камышевах-



ской деформации связывается с повышенным залеганием поверхности кристаллических пород, которые между селами Любимовкой и Камышевахой обнажаются в долине реки. Район Камышевахской деформации характеризуется повышенными скоростями современных поднятий — 4,7 мм/год, тогда как скорости поднятий выше и ниже деформации составляют +1,7 мм/год.

Приазовская часть щита. Приазовская возвышенность не пересекается речными долинами, в связи с чем предлагаемая авторами методика количественного анализа голоценовых движений здесь применима только для склонов возвышенности.

На совмещенном продольном профиле рек Молочной и Токмачки в пределах щита выделяются Черниговская (6,0 м) и Кайкулакская (9,0 м) деформации. Первая из них связана с выходами в русле реки гранитов, вторая — приурочена к границе между щитом и Причерноморской впадиной, где проходит разлом, вызвавший изменение уклона русла от 90,9 до 333 см/км. Ниже разлома резко изменяется морфология долины, увеличивается ширина поймы, появляются надпойменные террасы.

Выход гранитов в русле Берды у с. Белоцерковки обуславливает образование деформации высотой 7,0 м, а на основании резкого перегиба продольного профиля с изменением уклонов от 677,0 до 115,0 см/км можно предполагать наличие разлома в теле кристаллического фундамента. На границе между щитом и впадиной наблюдается в продольном профиле Берды еще одна деформация — Осипенковская, высотой 4 м.

Переход долины Кальмиуса из области Донбасса на щит выражен в продольном профиле в виде Староласпской деформации (13,1 м), на максимуме которой уклон русла изменяется от 29,0 до 129,0 см/км. Выше с. Ст. Корани в форме продольного профиля выражен разлом с изменением уклонов от 129,0 до 60,0 см/км, на остальных же участках профиль сохраняет прямолинейную форму с уклонами примерно 50 см/км.

Полесский массив

В пределах Полесского массива, под которым понимается область повышенного залегания докембрийских пород, разделяющая Брестскую впадину и Припятский прогиб, выделяется несколько геоморфологических уровней, но наиболее распространена первая надпойменная терраса. Преобладание в Западном Полесье аккумулятивных процессов над денудационными, слабая расчлененность поверхности, большое развитие заболоченных участков, незначительные уклоны русел рек — все эти геоморфологические признаки многие исследователи связывают с тектоническими опусканиями в четвертичном периоде.

Однако достаточно широко распространена и противоположная точка зрения, которая также довольно убедительно аргументирована. Кроме работ, упоминавшихся выше при рассмотрении истории неотектонических исследований (Д. Н. Соболева, И. П. Герасимова и К. К. Маркова, В. Г. Бондарчука и др.), следует указать, что одним из первых обратил внимание на поднятие поверхности девонских отложений в пределах Полесского массива еще А. П. Карпинский (1907). Несколько позднее, в 1916 г., Е. В. Оппоков высказывал предположение, что верхний отрезок Припяти как бы подпружен вследствие тектонического поднятия Полесского вала, пересекающего ее долину ниже г. Пинска. К аналогичному заключению пришли Л. Савицкий (1928) и А. М. Жирмунский (1934).

А. М. Маринич (1956, 1963) на основании большого количества данных о малой мощности аллювия в Полесье также высказался за

современное поднятие. С. С. Коржуев (1960), отмечая значительную мобильность Полесья в дочетвертичное время с преобладанием опускания, на фоне которого намечались локальные поднятия, указывает вслед за С. С. Соболевым, что начиная с конца плейстоцена — начала голоцена следует говорить о преобладании медленного поднятия с локально проявляющимися опусканиями некоторых районов. Ю. А. Мещеряков (1961а), основываясь на анализе тектонического строения, геоморфологических данных, результатах исследования мощности верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений, а также анализа скоростей современных вертикальных движений (по данным повторного нивелирования), пришел к выводу, «...что в голоцене Полесская низменность, испытывавшая в плейстоцене опускание, была вовлечена в поднятие»...

Приводимые в настоящей работе материалы вполне согласуются с выводом об изменчивости тектонического режима Западного Полесья в неоген-четвертичное время. Изучение продольных профилей рек, резуль-

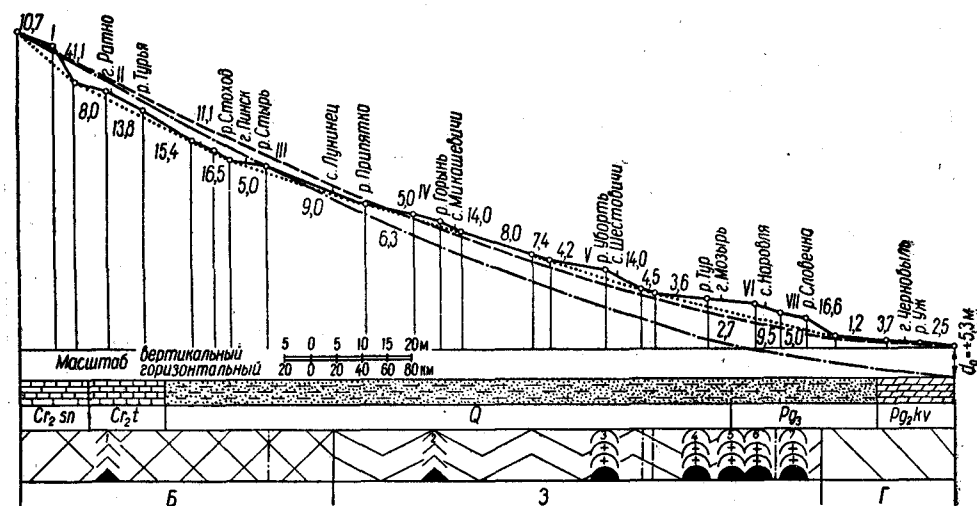


Рис. 28. Схематический продольный профиль р. Припяти.

таты которых сведены на карте изодеф (см. рис. 22), показывает, что к юго-востоку от линии Владимир-Волынский — Ковель — устье Стохода Полесский массив на последнем этапе неотектонических движений переживает относительные поднятия с преобладающими значениями суммарных амплитуд от 5 до 10 м; к югу — в направлении Волыно-Подольской плиты и к юго-востоку — в направлении Украинского кристаллического щита суммарные амплитуды поднятий возрастают до 10—15 м.

Северо-западнее указанной линии изодефы не проведены — для этого не дает оснований анализ продольных профилей рек, долины которых не выходят за пределы низменной равнины западного Полесья, однако по ряду признаков можно предполагать, что поднятия здесь были минимальными для Полесского массива и местами сменялись участками опусканий.

Продольный профиль Припяти (рис. 28) в пределах Полесского массива имеет выпуклую форму, на фоне которой выделяются Верхнеприпятская (высота 4,0 м), Ратненская (2,0 м) и Пинская (1,8 м) относительные деформации. Верхнеприпятская деформация приурочена к району развития магматических пород, Ратненская — к Ратненскому горсту, Пинская — к поднятию поверхности кристаллического фундамента между городами Пинском и Луненцом и уменьшению мощности четвертичных отложений менее чем на 15 м. В районе Пинской дефор-

мации пойменная терраса Припяти относительно приподнята, менее заболочена, в ее строении меньше место занимают торфяники, контакт русловых и пойменных отложений местами поднимается над урезом воды в реке. Район Ратненской деформации переживает в настоящее время поднятие со скоростью 8,6 мм/год; Пинской деформации — от 9,5 до 6,8 мм/год. Ширина пойменной террасы Припяти в пределах Полесского массива составляет в среднем 3—5 км, между указанными выше деформациями — увеличивается до 10 км.

По данным Ю. А. Мещерякова (1961а), мощности голоценовых аллювиальных отложений на участках выделенных нами относительных деформаций в долине Припяти имеют минимальные для всего Полесья значения (менее 5 м), выше и ниже деформаций они достигают 10 м.

На участках долины Припяти между деформациями продольного профиля наблюдается усиленная аккумуляция, что скорее объясняется подпором реки растущими структурами, а не локальными опусканиями.

На продольном профиле Турьи выделяются Верхнетурийская (5,0 м) и Ковельская (0,9 м) относительные деформации. Ниже с. Турьи наблюдается резкий перегиб профиля с изменением уклонов от 46,5 до 73,0 см/км, отвечающий разлому, отделяющему Полесский массив от Галицко-Волынской впадины. В то же время невыраженность в форме продольного профиля разлома, пересекающего долину Турьи ниже Ковеля, позволяет предположить неактивность этого разлома в голоцене.

В районе Верхнетурийской деформации долина Турьи резко меняет направление, поворачивает на север и прорезает гряды верхнемеловых отложений, протягивающуюся в северо-западном направлении от с. Торчина до с. Любомля. На участке прорыва поймы сужается до 100 м, мощность пойменного аллювия уменьшается до 1,5—3,0 м.

Ковельская деформация выражена менее резко, однако и здесь наблюдается увеличение вреза и сужение пойменной террасы. Ниже Ковельской деформации река Турья имеет плавновогнутый профиль с уклонами, уменьшающимися к устью (в районе Ковеля 25,0, в устье — 13,7 см/км); пойма заболочена, ее ширина достигает 5 км, мощность аллювия местами превышает 20 м, выше базиса эрозии залегают только четвертичные отложения, долина не имеет четких границ.

На продольном профиле Стохода выделяется только одна — Любешевская — относительная деформация (2,9 м), связанная, по-видимому, с наличием в этом районе моренных скоплений (образуют холмы высотой до 20—25 м у сел Олешина, Седлища и др.).

В пределах нижнего течения Стири, где она протекает по Полескому массиву, на продольном профиле четко виден перелом у с. Старые Кони с изменением уклонов от 23,0 до 2,8 см/км, соответствующий погружению кровли верхнемеловых отложений и увеличению мощности четвертичных отложений.

На продольном профиле Горыни выделяются Бережницкая (4,5 м) и Столинская (2,5 м) относительные деформации, приуроченные к границам Полесского массива с Волыно-Подольской плитой и Припятским грабеном, а также к местам пересечения долиной моренных гряд. В районе с. Дубровицы наблюдается перегиб профиля с изменением уклонов от 25,8 до 6,8 см/км, что объясняется резким увеличением водности Горыни после впадения самого крупного ее притока — Случи.

Продольный профиль Случи (см. рис. 23) на участке Припятского массива имеет почти прямолинейную форму профиля с уклонами порядка 18,0—11,8 см/км.

Волыно-Подольская и Молдавская плиты

Волыно-Подольская плита. В пределах Волыно-Подольской плиты наблюдается резкое несоответствие между рельефом поверхности докембрия и современным рельефом: область резкого погружения поверхности докембрийского фундамента — наиболее возвышенная часть территории УССР.

На последнем этапе неотектонического развития Волыно-Подольская плита продолжает подниматься. Максимальные значения суммарных амплитуд голоценовых движений (более 20 м) приурочены к левобережью Днестра, в юго-западном направлении суммарные амплитуды уменьшаются до 6—5 м, в северном — до 15 м. В северной части региона выделяется район локального увеличения суммарных амплитуд (более 17,5 м), отвечающий выходам рифейских базальтов.

Продольный профиль Стири в пределах Волыно-Подольской плиты за исключением верховьев (выше с. Берестечко) имеет выпуклую форму с максимумом выпуклости между г. Луцком и с. Колками. В продольном профиле выделяются Берестечковская (1,7 м), Боремельская (1,4 м), Подгайцевская (1,8 м), Рожищенская (5,0 м), Колкинская (2,1 м) и Чорторийская (3,7 м) деформации.

Боремельская и Рожищенская деформации приурочены к разломам. Поверхность верхнемеловых отложений ниже с. Рожища резко приподнята, что обуславливает подпор реки выше разлома. Образование Чорторийской деформации связано с пересечением рекой валообразного поднятия меловых, а в районе с. Старой Рафаловки и рифейских вулканогенных пород (Маринич, 1963).

Весьма своеобразен район Колкинской деформации, характеризующийся в отличие от большинства других деформаций увеличенной мощностью аллювия (до 30 м). Можно предполагать здесь совсем молодую инверсию движений, однако для обоснования такой точки зрения необходимы дополнительные исследования.

Между селами Берестечком и Торговицей распространены врезанные меандры, что А. М. Маринич (1963) объясняет влиянием Пелчанских дислокаций, в районе которых пойменная терраса сужается до 100—150 м и уменьшается мощность пойменного аллювия до 5—6 м; однако существенного влияния на форму продольного профиля р. Стири Пелчанские дислокации не оказывают.

Продольный профиль Иквы, полностью протекающей в пределах Волыно-Подольской плиты, имеет вид вогнутой кривой с показателем формы профиля $n=3,68$. Относительно выпуклый участок профиля между селами Дунаевом и Вербой приурочен к поднятию поверхности верхнемеловых отложений, залегающих непосредственно под аллювием. На продольном профиле Иквы выделяются Млыновецкая (4,9 м), Миньковецкая (4,1 м) и Дубнянская относительные деформации, характеризующиеся сужением поймы, уменьшением мощности аллювия и другими признаками. Дубнянская деформация обусловлена тектонической активностью Пелчанской структуры, а первые две деформации приурочены к упомянутому поднятию верхнемеловых пород.

В районе с. Вербы наблюдается резкий перегиб продольного профиля с изменением уклонов от 77,4 до 19,6 см/км, совпадающий с проходящим здесь разломом.

На почти прямолинейном продольном профиле Горыни выделяются Дворецкая (3,0 м), Изяславская (3,4 м), Славутская (3,0 м), Острогская (2,1 м), Томаховская (2,0 м), Тучинская (3,9 м), Злазенская (2,0 м) и Степанская (3,2 м) относительные деформации. Такое большое количество выпуклых участков продольного профиля, а также резкие отклонения русла реки в плане от своего общего направления с юга на север обусловлены главным образом геологичес-

кими причинами. Так, Дворецкая деформация обязана своим образованием выходом выше базиса эрозии пород нижнекембрийского (рифейского) возраста, Изяславская и Степанская — связаны с разломом, Тучинская и Злазненская — с поднятием верхнемеловых отложений. На участке от городов Острога до Тучина субмеридиональное направление долины Горыни обусловлено приуроченностью ее к разлому, протягивающемуся с юга на север; на участках от городов Славуты до Острога и от Тучина до Деражно долина Горыни совпадает с разломами, проходящими с юго-востока на северо-запад. Изгиб долины в западном направлении у с. Злазно вызван огибанием долиной района рифейских эффузивов.

В районах почти всех перечисленных деформаций пойменная терраса сужается и уменьшается мощность аллювиальных отложений поймы. Исключение составляет только Славутская деформация, что может быть объяснено недавней сменой знака движения.

На продольном профиле *Случи* (см. рис. 23) в пределах Волыно-Подольской плиты (в верховьях реки и на участке от с. Сосновки до г. Сарны) выделяются Ждановская (2,9 м), Березненская (4,5 м) и Сарнская (3,0 м) относительные деформации. Первая и третья из них приурочены к разлому, вторая — к контакту между породами киевского яруса и верхнего мела.

Среди левобережных притоков Днестра нами рассматриваются только наиболее крупные реки — Гнилая Липа, Серет, Збруч, Жванчик, Смотрич и Ущица.

На продольном профиле *Гнилой Липы*, имеющей вид плавновогнутой кривой с показателем формы $n=2,08$, выделяются Болотнянская (7,1 м), Верхнерогатинская (5,0 м) и Нижнерогатинская (3,0 м) относительные деформации, приуроченные к местам пересечений долины разломами.

Река *Серет*, при показателе формы профиля $n=1,01$, характерном для прямолинейного продольного профиля, имеет в верховье вогнутый, а ниже — выпуклый профиль, что обусловлено разной сопротивляемостью размыву пород, залегающих в русле, — выше г. Тернополя — неогеновых и меловых, ниже этого города — девонских, ниже устья Гнезны — силурийских.

На продольном профиле Серета выделяются Заложницкая (3,7 м), Тернопольская (3,0 м), Гнезненская (9,4 м) и Чортковская (10,4 м) относительные деформации. Заложницкая деформация приурочена к локальному поднятию пород верхнемелового возраста (отметка их поверхности достигает 320 м), Тернопольская — к поднятию девонских отложений, Чортковская — к разлому (уклон русла выше разлома — 63,6, ниже разлома — 130 см/км). В районе Гнезненской деформации по геоморфологическим признакам можно предполагать наличие разлома.

Река *Збруч* при показателе формы профиля $n=1,11$ также имеет выпуклый продольный профиль (кроме верховья). На большей части своего протяжения, от верховья и до г. Скалы-Подольской, долина Збруча приурочена к субмеридиональному разлому. На этом участке выделяются две относительные деформации — Сатановская (7,1 м) и Шидковцовская (5,5 м).

Сатановская деформация соответствует району прорыва долины через толтровую грядку; причины образования Шидковцовской деформации не ясны.

Нижняя часть долины Збруча несет признаки интенсивных молодых поднятий: увеличение выпуклости профиля с несколькими максимумами — Скала-Подольским (3,0 м), Пуклякским (4,5 м) и Кудринцовским (6,0 м), повышенное залегание пород силурийского возраста, распространение врезанных меандр и др.

На выпуклом продольном профиле *Жванчика* ($n=0,95$) выделяются Почапинцовская (3,0 м), Орининская (6,0 м), Лясковцовская (5,1 м) и Симаконская (5,8 м) относительные деформации. Первая из них обусловлена прорывом реки через толтры, остальные образовались в результате интенсивных неравномерных поднятий левобережья Днестра.

Аналогичную форму имеет продольный профиль *Смотрича* ($n=1,10$), на котором выделяются Купинская (3,0 м), Смотричская (6,0 м) и Каменец-Подольская (10,0 м) относительные деформации, причем Смотричская деформация соответствует пересечению рекой толтровой гряды. Интересно отметить, что в районе Каменец-Подольской деформации И. И. Цапенко (1958) обнаружила гидрохимически аномальные подземные воды, что можно объяснить наличием здесь тектонического нарушения, оказавшего влияние и на форму продольного профиля.

На продольном профиле *Ущицы* выделяется Зиньковская относительная деформация (11,5 м), ограниченная двумя разломами, вызвавшими изменение уклонов русла от 127,0 до 54,5 см/км (выше деформации) и от 177,7 до 155,0 см/км (ниже деформации).

Особый интерес для выявления голоценовых движений складчатых сооружений Карпат, Предкарпатского краевого прогиба, южной части Волыно-Подольской плиты и Причерноморской впадины представляет изучение продольного профиля *Днестра* (рис. 29).

Если в Предкарпатском прогибе и Причерноморской впадине соответствующие участки продольного профиля Днестра имеют вид плавных, почти не деформированных вогнутых кривых, то на Волыно-Подольской плите продольный профиль Днестра имеет сначала прямолинейную (выше устья Коропца), а затем выпуклую форму. Оба эти участка долины резко различаются между собой по геоморфологическим особенностям: первый участок характеризуется долиной с асимметричными относительно пологими склонами (левый склон более крутой), второй — каньоновидной долиной. На продольном профиле волыно-подольской части выделяются Журавненская (9,3 м), Чернелицкая (2,8 м), Залещикская (3,0 м), Хотинская (6,0 м) и Староушицкая (3,6 м) относительные деформации, обусловленные преимущественно тектоническими причинами.

Журавненская, а также расположенная несколько выше ее незначительная деформация связаны с пересечением долиной разломных и складчатых структур; Чернелицкая и Залещикская — с пересечением зоны нарушений, известной в литературе под названием тектонической линии Бердо — Нароль; Хотинская — с пересечением субмеридионального разлома, Староушицкая, имеющая максимумы у сел Студеницы и Калюс, — с поднятием докембрийского фундамента.

В литературе значительное внимание уделяется врезанным меандрам каньонной части долины Днестра, образование которых большинством исследователей связывается с тектоническими причинами.

Как отмечают К. И. Геренчук (1950), А. М. Маринич (1950), П. Н. Цысь (1962) и др., меандры приурочены к определенным участкам долины, образуя меандровые узлы, которые размещаются: 1) между устьями Золотой Липы и Стрипы — Коропецкий узел, 2) между устьями Серета и Збруча — Мельницкий узел, 3) между устьями Ущицы и Калюса — Ущицкий узел.

Сопоставление выделенных нами деформаций продольного профиля Днестра с меандровыми узлами показывает их совпадение — Коропецкого узла и Чернелицкой деформации, Мельницкого узла и Залещикской и Хотинской деформаций, Студеницкого и Ущицкого узлов и Староушицкой деформации, причем нижний край меандрового участка соответствует максимуму деформации, из чего делается вывод об образовании меандра в результате подпора реки растущей деформацией. В районе

деформаций долина Днестра имеет наибольшие глубины и наибольшие относительные высоты террас, что говорит о продолжительности восходящих движений.

Прямолинейные или слабо извилистые участки русла между меандровыми узлами отвечают прямолинейным или слабоогнутым участкам продольного профиля.

На относительно вогнутом в пределах Волыно-Подольской плиты продольном профиле *Прута* (рис. 30) выделяются Снятинская (7,1 м), Черновицкая (4,8 м) и Липканская (6,7 м) относительные деформации. Образование Снятинской деформации М. С. Кожурина (1956б) объясняет впадением в Прут многоводного правого притока Черемоша и приносом этой рекой большого количества обломочного материала, что, однако, не исключает и влияния на образование этой деформации проходящего здесь разлома. Черновицкая деформация приурочена к разлому, прослеживающемуся западнее г. Черновиц. Здесь наблюдается резкий изгиб профиля с изменением уклонов от 50,0 до 83,0 см/км, сужение долины и увеличение относительных высот террас. В районе Липканской деформации долина *Прута* пересекает разлом, активность которого обусловила изменение уклона русла от 36,4 до 18,2 см/км.

Молдавская плита. Суммарные амплитуды поднятий для Молдавской плиты составляют 5—10 м и только на отдельных участках более 10 м; суммарные амплитуды поднятий уменьшаются с севера на юг.

Продольный профиль *Прута* в пределах Молдавской плиты имеет плавновогнутую форму, на фоне которой выделяются Костештская (5,5 м), Унгенская (1,6 м) и Калмацуйская (2,4 м) относительные деформации. Костештская деформация вызвана пересечением рекой толтровой гряды, Унгенская — активностью Дануценской локальной структуры, Калмацуйская — активностью структурного уступа, по которому проходит граница между Молдавской плитой и Причерноморской впадиной.

Следует отметить, что поднятия в районе Унгенской деформации нашли отражение в формировании уступа к новому уровню поймы. Ниже Унгенской деформации, в районе с. Грозешты, перегибом профиля с изменением уклонов от 27,3 до 9,1 см/км фиксируется в рельефе разлом.

Причерноморская впадина и Добруджинский прогиб

Причерноморская впадина. В Причерноморской впадине преобладают опускания с суммарной амплитудой до 5 м, а в ее западной части скорость опусканий превышает 5 м. Несколько меньшей скоростью опусканий характеризуется участок между городами Херсоном и Новой Каховкой, отвечающий зоне субмеридиональной магнитной аномалии.

Следует отметить, что направление современных движений земной коры в пределах Причерноморской впадины в общем совпадает с неотектоническими движениями на последнем этапе их развития, однако нулевая изобазы современных движений проходит южнее, что указывает на расширение в современную эпоху зоны поднятий окраин Украинского кристаллического щита.

Продольный профиль *Днестра* (см. рис. 29) в Причерноморской впадине имеет вид плавновогнутой кривой с постепенным уменьшением уклонов: 15,9—9,5—6,3—3,2 см/км. В районе Дубоссар долина Днестра резко расширяется, что М. Н. Пухтинский связывает с тектоническим нарушением, которое, однако, как и разлом, пересекающий долину в районе Тирасполя, в продольном профиле не выражен.

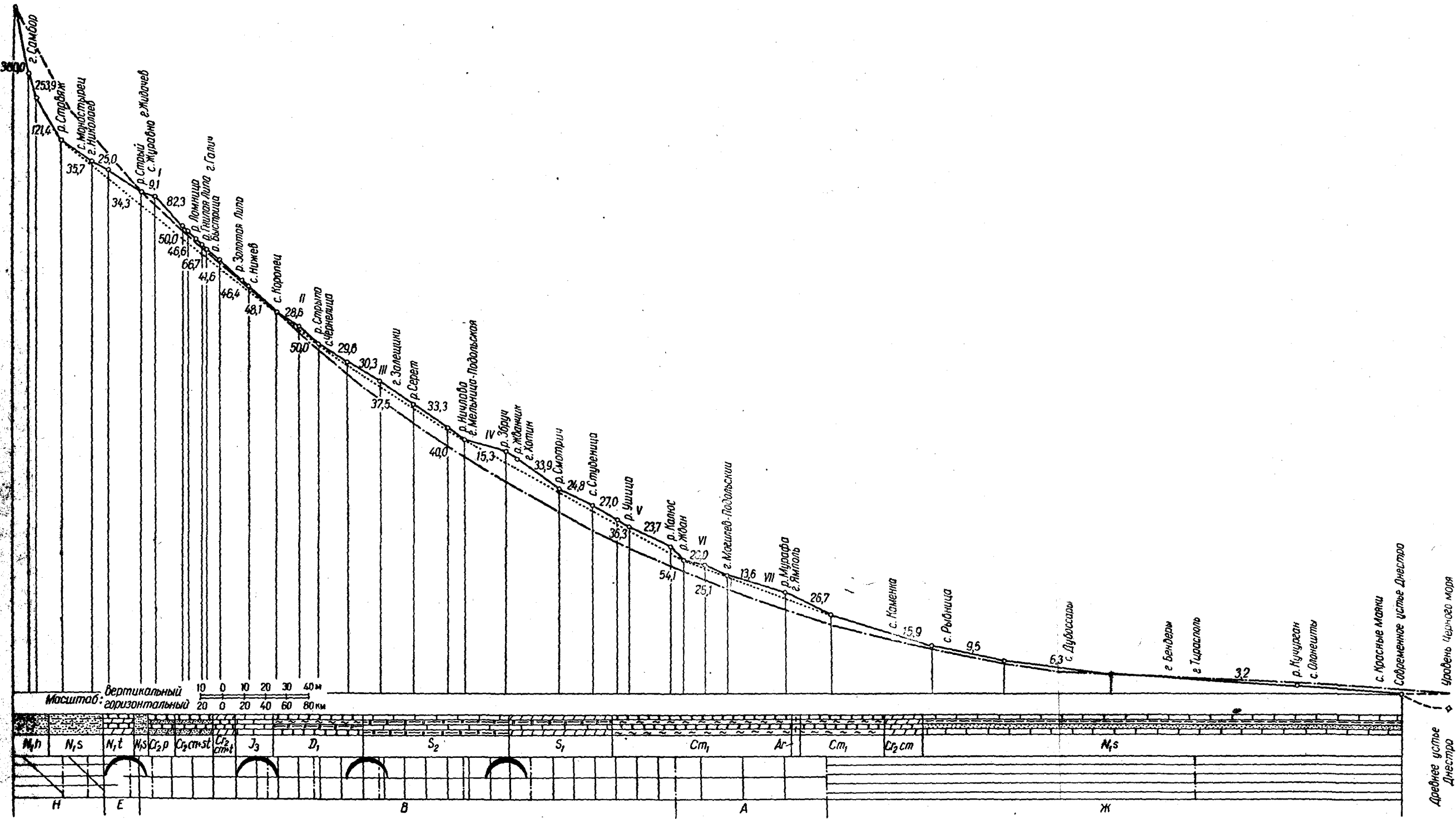


Рис. 29. Схематический продольный профиль р. Днестра.

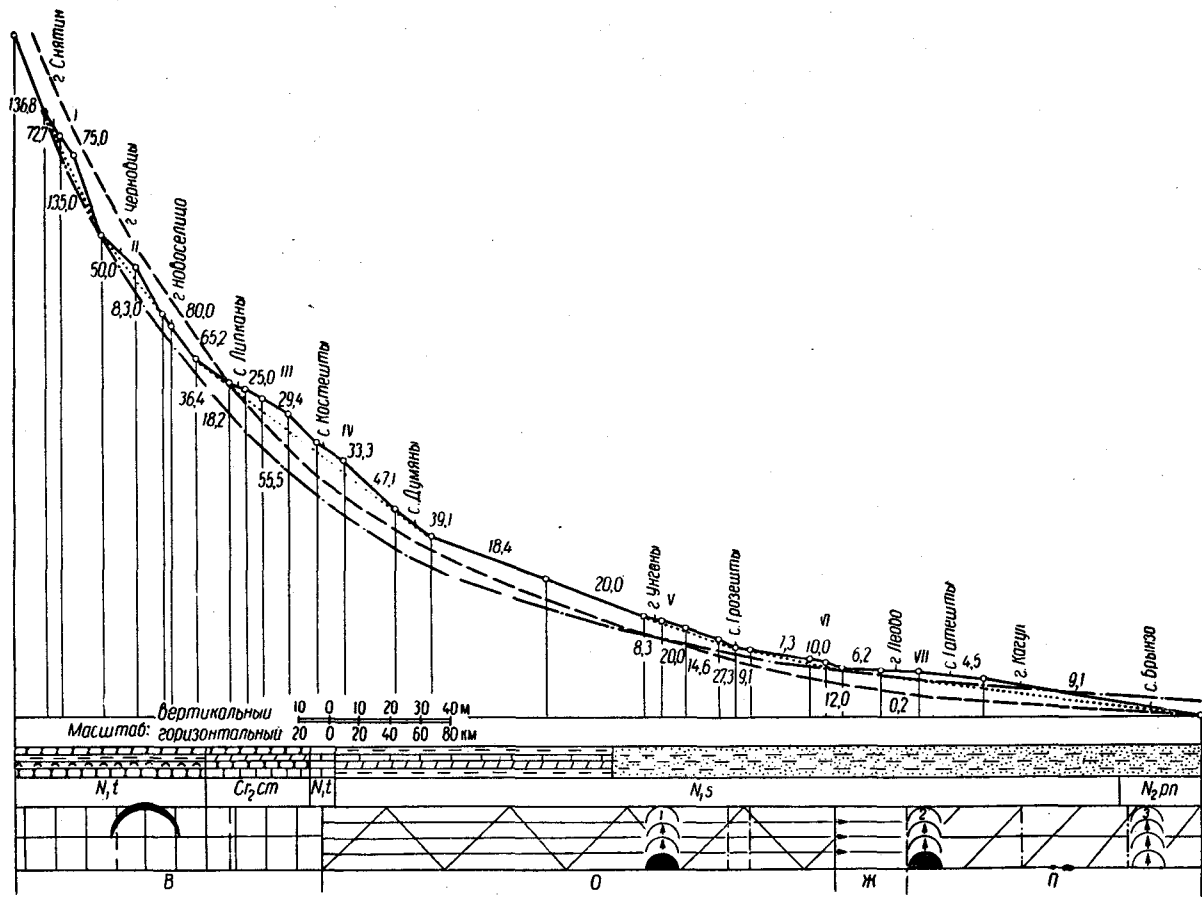


Рис. 30. Схематический продольный профиль р. Прута.

На продольном профиле *Кучургана*, имеющем вид плавновогнутой кривой с показателем формы профиля $n=1,69$, выделяются Богачевская (3,2 м) и Яковлевская (5,2 м) относительные деформации, а в верховье, у с. Егоровки, резким изменением уклонов русла от 533,0 до 75,0 см/км выражен разлом. Причины образования Богачевской деформации не ясны; Яковлевская деформация приурочена к структурному уступу северного борта Причерноморской впадины.

На плавновогнутом продольном профиле *Б. Куяльника*, имеющего показатель $n=1,67$, выделяются Октябрьская (4,8 м), Адамовская (1,1 м), Александровская (3,1 м) относительные деформации и резкий перегиб профиля с изменением уклонов от 3,1 до 105,7 см/км, отвечающий упомянутому выше уступу. Долина Б. Куяльника расположена в пределах крупной магнитной аномалии, поэтому можно предположить, что Адамовская и Александровская деформации отражают структурные особенности этого района, в настоящее время недостаточно детально изученного. Причины образования Октябрьской деформации пока не установлены.

На продольном профиле *Тилигула* выделяются Бритальская (5,2 м), Ананьевская (9,8 м), Новоукраинская (4,5 м), Тилигульская (2,0 м), Стрюковская (1,9 м) и Завадовская (2,2 м) относительные деформации, частично обязанные своим происхождением локальным тектоническим нарушениям, описанным, в частности, в работе В. В. Степанова (1939), обратившего внимание на изменяющуюся высоту залегания третичных известняков на склонах долины Тилигульского лимана.

Продольный профиль *Ю. Буга* в Причерноморской впадине имеет вид плавновогнутой кривой с постепенным уменьшением уклонов к устью. Структурные уступы, пересекающие долину в районах южнее с. Новой Одессы и севернее г. Николаева, в форме профиля не выражены.

На почти прямолинейном в пределах Причерноморской впадины продольном профиле реки *Ингула* выделяется небольшая Христофоровская (2,0 м) относительная деформация, в районе которой наблюдается выпрямление русла, сужение поймы и увеличение ее относительной высоты, тогда как выше деформации ширина поймы возрастает до 3 км и река сильно меандрирует. Указанные признаки позволяют предположить здесь наличие пока неизвестной локальной воздымающейся в голоцене структуры.

Продольный профиль *Ингульца* в пределах Причерноморской впадины имеет плавновогнутую форму. Залегание подошвы аллювия в устьевой части реки на глубине до 15 м ниже уровня моря (Лапчик, 1936) свидетельствует о проявлении здесь молодых опусканий.

Продольный профиль *Днепра* (см. рис. 27) ниже г. Запорожья также имеет плавновогнутую форму с постепенным уменьшением уклонов русла от 11,1 до 3,5 см/км. На нем выделяется Каховская (1,5 м) относительная деформация, приуроченная к зоне магнитной аномалии.

Река *Молочная* имеет почти прямолинейный продольный профиль, на форму которого почти не влияет пересечение долиной многочисленных здесь зон магнитных аномалий.

Для низовий рек Причерноморья весьма характерно образование лиманов — залитых морем устьевых частей долин. В задачи настоящей работы не входит рассмотрение довольно многочисленной литературы о способах и времени образования лиманов; следует только указать, что лиманы образовались сравнительно недавно, и это является доказательством молодых опусканий суши на значительной части побережья Черного моря. Исследования донных отложений лиманов показали значительную мощность аллювиальных отложений и наличие в их толще прослоев торфяников (Выржиковский, 1925; Крокос, 1927; Заморий и Ромоданова, 1948в и др.).

На продольном профиле *Берды*, имеющем плавновогнутую форму, выделяются два перегиба профиля — ниже с. Осипенко (изменение уклонов от 80,0 до 15,3 см/км) и ниже с. Старопетровки (изменение уклонов от 15,3 до 41,3 см/км). Первый из них совпадает со структурным уступом, отделяющим Приазовский кристаллический массив от Причерноморской впадины; причины образования второго перегиба профиля пока не ясны.

Продольный профиль *Кальмиуса* имеет вид плавновогнутой кривой с максимумом вогнутости у с. Сартаны, фиксируемого перегибом профиля с изменением уклонов от 50,5 до 20,0 см/км.

Добруджинский прогиб. Суммарные амплитуды опусканий для Добруджинского прогиба составляют 0—5 м, а в пределах северного опущенного склона Добруджи — более 5 м; изодефа 5 м проходит через город Рени, между Болградом и Измаилом, севернее Килии, через Белгород-Днестровский.

Продольный профиль *Прута* (см. рис. 30) в пределах Добруджинского прогиба имеет вид прямолинейной кривой с незначительными уклонами русла (4,5—9,1 см/км), и только между г. Леово и с. Готешты выделяется небольшая (2,9 м) Готештская деформация, образование которой связано с проявлением тектонической активности одноименной локальной структуры.

Разлом, пересекающий долину в районе г. Кагула, и Валенская локальная структура в форме продольного профиля реки не выражены. Ниже Кагула пойма Прута расширяется, ее относительная высота уменьшается, в составе ее аллювия преобладает пойменная фация, встречаются прослои торфа мощностью до 1,5—2,0 м, в низовьях реки аллювиальные отложения залегают значительно ниже уровня моря. Это все указывает на преобладание здесь опусканий. Увеличенная мощность аллювия поймы может объясняться (Гожик, 1962) погребением более древних террас.

Продольный профиль *Когильника* имеет вид плавновогнутой кривой с небольшой Анчокракской относительной деформацией (2,1 м), совпадающей со структурным уступом, отделяющим Причерноморскую впадину от Добруджинского прогиба. Арцизско-Павловская и Татарбунарская локальные структуры в форме профиля не выражены, так как они огибаются руслом реки.

Днепровско-Донецкая впадина и Донецкое складчатое сооружение

Днепровско-Донецкая впадина. Значительный научный и практический интерес, который представляет изучение последних этапов геологического развития Днепровско-Донецкой впадины, главным образом с точки зрения ее нефте- и газоносности, заставил более детально, чем для остальных частей территории УССР, изучить голоценовые движения в Днепровско-Донецкой впадине и составить карту относительной деформированности продольных профилей рек с изодефами через 1 м (рис. 31). При геологической интерпретации этой карты учитывались результаты многочисленных исследований, обобщенных в работах В. Г. Бондарчука, М. В. Чирвинской, В. Я. Клименко и многих других.

Северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины характеризуется незначительными величинами относительной деформированности и оконтуривается с юга изодефой 5 м, которая проходит южнее устья Припяти, юго-западнее городов Чернигова, западнее Нежина, через Прилуки, западнее Бахмача и далее на Глухов. Остальная, большая часть Днепровско-Донецкой впадины имеет положительные значения деформированности — от 5 до 10 м, причем локальные участки с относительно повышенными значениями деформированности в пределах До-

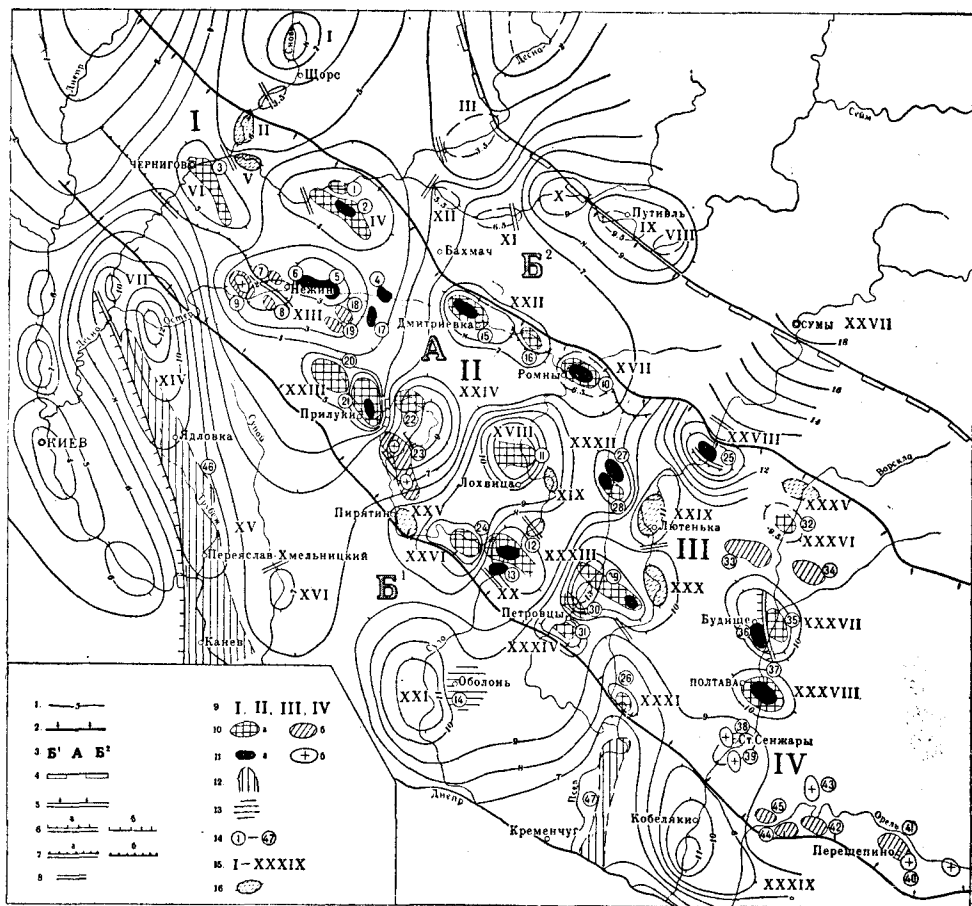


Рис. 31. Схематическая карта изодеф Днепровско-Донецкой впадины:

1 — линии одинаковых значений относительной деформированности (изодефы); 2 — границы Донецко-Днепровско-Припятского грабена; 3 — северо-восточный склон Украинского кристаллического щита (Б¹); Центральный (Донецко-Днепровско-Припятский) грабен (А); юго-западный склон Воронежского кристаллического массива (Б²); 4 — юго-западная граница выходов меловых пород выше местных базисов эрозий; 5 — структурный уступ; 6 — сбросы: а) выраженные в форме профиля и б) не выраженные; 7 — флексуры: а) выраженные в форме профиля и б) не выраженные; 8 — резкие перегибы продольного профиля; 9 — Черниговский (I), Лохвицкий (II), Лютецкий (III), Октябрьский (IV) приподнятые блоки фундамента в пределах грабена; 10 — брахиантиклинальные складки, пересекаемые речными долинами: а) выраженные в форме профиля, б) не выраженные; 11 — соляные штоки, осложняющие брахиантиклинальные складки: а) выраженные в форме профиля, б) не выраженные; 12 — контуры поднятий по данным геологосъемочных работ; 13 — Оболонский грабен; 14 — локальные структуры, выявленные геологическими и геофизическими методами (по М. В. Чирвинский): 1) Макасовская, 2) Холмская, 3) Анисовская, 4) Ивангородская, 5) Химор-Рабунинская, 6) Нежинская, 7) Западно-Нежинская, 8) Григоровская, 9) Червоно-Партизанская, 10) Роменская, 11) Свиридовская, 12) Исачковско-Ромодановская, 13) Солоничская, 14) Оболонский грабен, 15) Дмитровская, 16) Великобубновская, 17) Буромская, 18) Дорогинская, 19) Южно-Дорогинская, 20) Мало-Девинская, 21) Прилуцкая, 22) Леляковско-Озерянская, 23) Журавско-Каплинцевская, 24) Калайдинская, 25) Ново-Троицкая, 26) Остапьевско-Белоцерковская, 27) Сарская, 28) Середняковская, 29) Радченковско-Малосорочинская, 30) Богачанская, 31) Петровцевская, 32) Рыбальская, 33) Бельская, 34) Котелевская, 35) Диканьская, 36) Будищенская, 37) Полтавская, 38) Старо-Сенжарская, 39) Ново-Сенжарская, 40) Южно-Перещепинская, 41) Перещепинская, 42) Кременовская, 43) Ново-Григорьевская, 44) Михайловская, 45) Западно-Михайловская, 46) Ядловско-Трактемировская, 47) Кременчугская гряда; 15 — относительные деформации продольных профилей рек, предположительно отвечающие локальным участкам земной коры с повышенной тектонической активностью в голоцене (см. табл. 5); 16 — деформации продольных профилей рек, образование которых на основании геоморфологических исследований предположительно связывается с проявлениями тектонической активности еще не известных локальных структур.

нецко-Днепровско-Припятского грабена совпадают с локальными структурами, выявленными геологическими и геофизическими методами.

Перейдем к более подробному рассмотрению значений относительной деформированности для отдельных частей Днепровско-Донецкой

впадины, в которой выделяются юго-западный борт (склон Украинского кристаллического щита), северо-восточный борт (склон Воронежского массива) и Центральный грабен, отделенный Брагинско-Черниговским выступом фундамента от Припятского грабена. В юго-восточной части впадины выделяется зона сочленения с Донецким складчатым сооружением.

Юго-западный борт впадины (склон Украинского кристаллического щита). Анализом продольных профилей рек, протекающих по склону щита, установлено несколько деформаций профилей, хорошо увязывающихся с данными геологического строения региона, особенностями строения аллювиальной толщи и результатами повторных нивелировок.

В долине Днепра (см. рис. 27) выделяются поднятия между с. Теремцами и Киевом, состоящие из Тетеревского (6,6 м) и Ирпенского (7,1 м) максимумов относительной деформированности (определяется как отклонение топографического профиля от его геометрического аналога). Вогнутый участок отвечает субмеридиональному структурному уступу, пересекающему долину Днепра между устьями Тетерева и Ирпеня. В пределах поднятий мощность аллювия пойменной террасы уменьшается до 20—30 м, вне поднятий, в районах Любеча, Лоева и Киева, она составляет 30—40 м (Ромоданова, 1961). Скорость современных поднятий в районе Киева на левом берегу Днепра 0,2, на правом — 0,4 мм/год.

Изодефа 7 м оконтуривает район сел Моровска, Остра, Козельца, Ядловки и г. Переяслава-Хмельницкого, что отвечает Остерско-Переяславскому максимуму деформированности продольных профилей рек Днепра, Десны, Остра и Трубежа, являющемуся выражением в рельефе субмеридионального Ядловско-Трактемировского поднятия, с запада осложненного Остерско-Трактемировским сбросом. Этот сброс обуславливает резкие переломы продольных профилей Десны (см. рис. 32) ниже с. Моровска (от 0,2 до 20,1 см/км), Остра в устье (от 10 до 48 см/км) и Днепра (от 4,7 до 10 см/км) (см. рис. 27).

Приподнятость кристаллического фундамента в районе Ядловки и Трактемирова сказывается на резком переломе продольного профиля Трубежа у с. Барышевки — от 0,3 до 25,2 см/км, а разная активность отдельных частей Ядловско-Трактемировского поднятия выражается в наличии на фоне общего поднятия нескольких локальных деформаций продольных профилей Моровской (относительная деформированность 10,8 м), Остерской (12,7 м), Переяслава-Хмельницкой (8,3 м) и Гельмязевской (7,2 м).

В пределах Моровской деформации уменьшается мощность аллювия поймы Десны до 20—30 м (выше и ниже по течению — 30—40 м), ширина меандрового пояса до 200—250 м (ниже по течению, у с. Пуховки, — более 500 м), повышается поверхность поймы и первой надпойменной террасы, изменяется фациальный состав аллювия поймы — в пределах деформации преобладает русловая фацция над пойменной (соответственно 90 и 10%), тогда как ниже по течению это соотношение существенно изменяется в пользу пойменной фацции.

Остерско-Трактемировский сброс разделяет западную и восточную части склона щита. Восточная часть, где кристаллический фундамент залегает выше, имеет скорость современных поднятий земной коры 5—6 мм/год (материалы повторных нивелировок вдоль железной дороги Киев — Лубны); западная часть, где кристаллический фундамент относительно опущен, характеризуется меньшими скоростями поднятий (Дарница — 0,4 мм/год, Борисполь и Барышевка — 1,3—1,4 мм/год).

Юго-восточнее Ядловско-Трактемировского поднятия на склоне щита выделяется еще несколько незначительных деформаций продольных

профилей рек. В продольном профиле Днепра выделяется Каневский максимум деформированности (относительная деформированность до 7 м) и район пониженной деформированности (села Драбов, Оржица, Оболонь), отвечающий относительному погружению фундамента.

С погружением фундамента связано и понижение в рельефе на левом берегу Днепра в районе сел Березани, Яненки-Пологи, Помокли и г. Переяслав-Хмельницкого, прорезаемое долиной Трубежа, имеющее длину 40 и ширину 15 км. В продольном профиле Трубежа это понижение выражено между Барышевской и Переяслав-Хмельницкой деформациями. В пределах понижения уклоны реки не превышают 19,6, выше понижения 25,2, ниже — 38,9 см/км.

На продольных профилях рек Сулы (ниже впадения Оржицы) и Днепра (ниже г. Черкасс) наблюдается локальное поднятие с относительной деформированностью 8—11 м, соответствующее поднятию фундамента западнее Оболонского грабена.

Наиболее приподнята часть склона щита в районе Кременчуг—Кобеляки, что находит отражение в деформированности продольных профилей Днепра, Псла и Ворсклы. Этот район околнурен изодемой 7 м и имеет скорость современных поднятий до 7 мм/год.

Продольный профиль Самары (см. рис. 39) на склонах Украинского кристаллического щита имеет вид плавновогнутой кривой, на которой выделяется ряд деформаций, образование которых связано с тектонической активностью в голоцене разрывных нарушений осадочного чехла — Дмитриевской (2,0 м), Терновской (3,2 м) и Новомосковской (3,3 м).

Сопоставление продольного профиля Днепра с шириной правобережной пойменной террасы указывает на соответствие участков расширения поймы вогнутым или прямолинейным участкам профиля с незначительными уклонами: между Киевом и Триполем (3,8—7,0 см/км), между Пекарями и Черкассами (2,9—10 см/км), выше Новогеоргиевска и между Табурищами и Крюковым (3,1 см/км).

Северо-восточный борт впадины (склон Воронежского массива). Строение северо-восточного борта впадины в общих чертах аналогичное склону Украинского кристаллического щита, однако его глубинное строение изучено значительно менее детально, в связи с чем материалы о происходящих здесь голоценовых движениях, исходя из их унаследованности, могут способствовать выявлению особенностей глубинного строения.

Склон Воронежского кристаллического щита переживает в голоцене поднятия — от 1,5—2 м в Новгород-Северском Полесье до 18 м в районе г. Сумы. На фоне этих поднятий выделяются локальные поднятия, устанавливаемые на основании относительных деформаций продольных профилей рек.

В долине Снови выделяются Карповичская (6,5 м) и Щорсовская (8,2 м) относительные деформации, разделенные между собой резким перегибом профиля с изменением уклонов от 23,6 до 11 см/км. Карповичская деформация связана со сменой меловых отложений верхнемелового возраста песчано-глинистыми породами бучакской свиты; Щорсовская, по-видимому, — с тектоническими причинами. Во всяком случае, вогнутый участок профиля ниже Щорсовской деформации отвечает резкому погружению поверхности кристаллического фундамента в районе г. Смяча.

В долине Десны (рис. 32) хорошо видна Чаплевская относительная деформация (3,7 м) со сменой уклонов русла реки от 3,2 до 6,7 см/км, объясняемая, как и Карповичская деформация, сменой у с. Вишенки меловых отложений верхнемелового возраста песчано-глинистыми палеогеновыми породами.

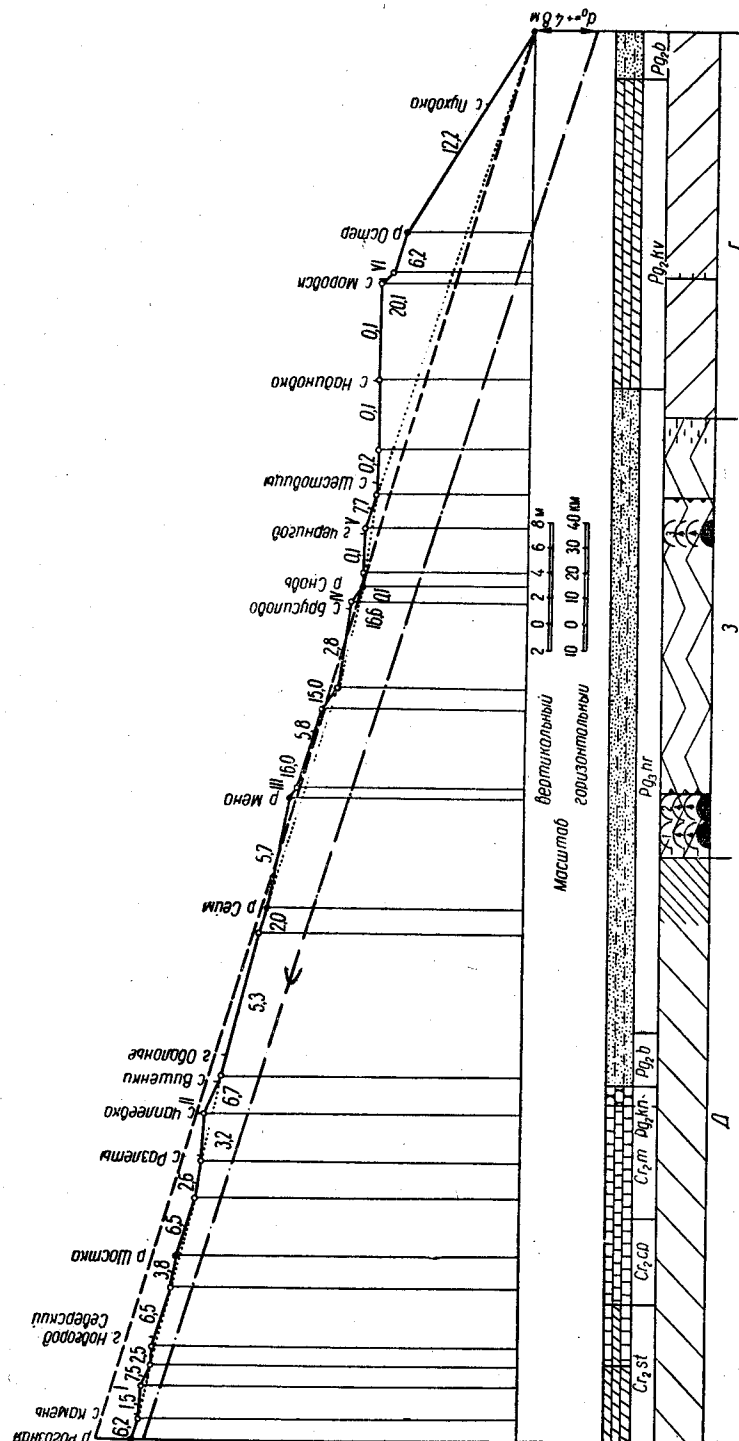


Рис. 32. Схематический продольный профиль р. Десны.

В долине Сейма установлены Клепальская, Путивльская и Каменская деформации (относительная деформированность соответственно 9,9, 9,6 и 9,4 м). Образование первых двух деформаций связывается с продолжающим свою тектоническую активность в голоцене структурным уступом, который обусловил резкий перегиб профиля ниже с. Клепал (с изменением уклонов на смежных отрезках профиля от 1,2 до 22,8 см/км) и в районе г. Путивля. Формирование Каменской относительной деформации и вогнутого участка профиля в районе с. Мутина объясняется, главным образом, резким изменением литологического состава (аналогично Карповичской и Чаплевской деформациям), однако уменьшение мощности аллювия, изменение его фациального состава, увеличение высоты пойменного уступа и сужение меандрового пояса указывают и на тектонические причины образования деформации.

На фоне относительно вогнутого нижнего участка продольного профиля Сейма, в районе развития однородных палеогеновых песчано-глинистых пород, выделяются Желдакская и Мельненская относительные деформации предположительно тектонического способа образования. Резкий перегиб профиля ниже с. Мельни с изменением уклонов от 2,5 до 33,3 см/км, вероятно, связан с линейным структурным нарушением осадочного чехла или даже кристаллического фундамента, что основывается на аналогии мезоформы профиля в этом районе с деформациями в местах, где влияние линейных нарушений на их образование не вызывает сомнения, как например в районе Клепальской деформации.

Тектоническая природа чередования выпуклых и вогнутых участков профиля Сейма подтверждается и другими геоморфологическими и морфометрическими данными. Так, мощность аллювиальных отложений долины верхнего (выпуклого) участка профиля от с. Теткина (граница СССР и РСФСР) до г. Камня в основном составляет 10—20 м, местами меньше 10 м (с. Клепалы и г. Путивль). Вниз по течению, на относительно вогнутом участке профиля, мощность аллювия возрастает до 20—30 м, а ниже г. Камня и у г. Батурина (ниже Мельненской деформации) составляет 30—40 м.

Характер изменений фациального состава пойменного аллювия долины Сейма, относительной высоты уступа пойменной террасы и ширины меандрового пояса в пределах выделенных деформаций и между ними виден на рис. 33.

Резкий перегиб топографического продольного профиля Псла (рис. 34) на границе склона Воронежского кристаллического массива и Днепровского грабена с изменением уклонов от 21,6 до 7,8 см/км при однородном строении ложа реки позволяет предположить продолжающуюся в голоцене тектоническую активность этой границы.

Крупная деформация продольного профиля Псла у г. Сум с относительной деформированностью 18,8 м (максимальное значение деформированности для всей Днепровско-Донецкой впадины) и увеличением уклонов от 13—14 до 24,4 см/км приурочена к смене верхнемеловых отложений палеогеновыми.

На плавновогнутом продольном профиле Уды в пределах склона Воронежского массива выделяется Криворотовская деформация (3,8 м), соответствующая тектонической границе с Центральным грабеном. Следует указать, что район этой деформации в настоящее время поднимается со скоростью 3,9 мм/год.

Безрукская (3,2 м) и Дергачская (4,0 м) деформации продольного профиля Лопани разделены между собой резким перегибом с изменением уклонов от 154,5 до 4,2 см/км, отвечающему контакту палеогеновых и меловых отложений. Деформация продольного профиля Лопани ниже с. Козачьего, как и перегиб профиля ниже с. Дергачей (в районе одноименной структуры), отражают в рельефе структурные уступы.

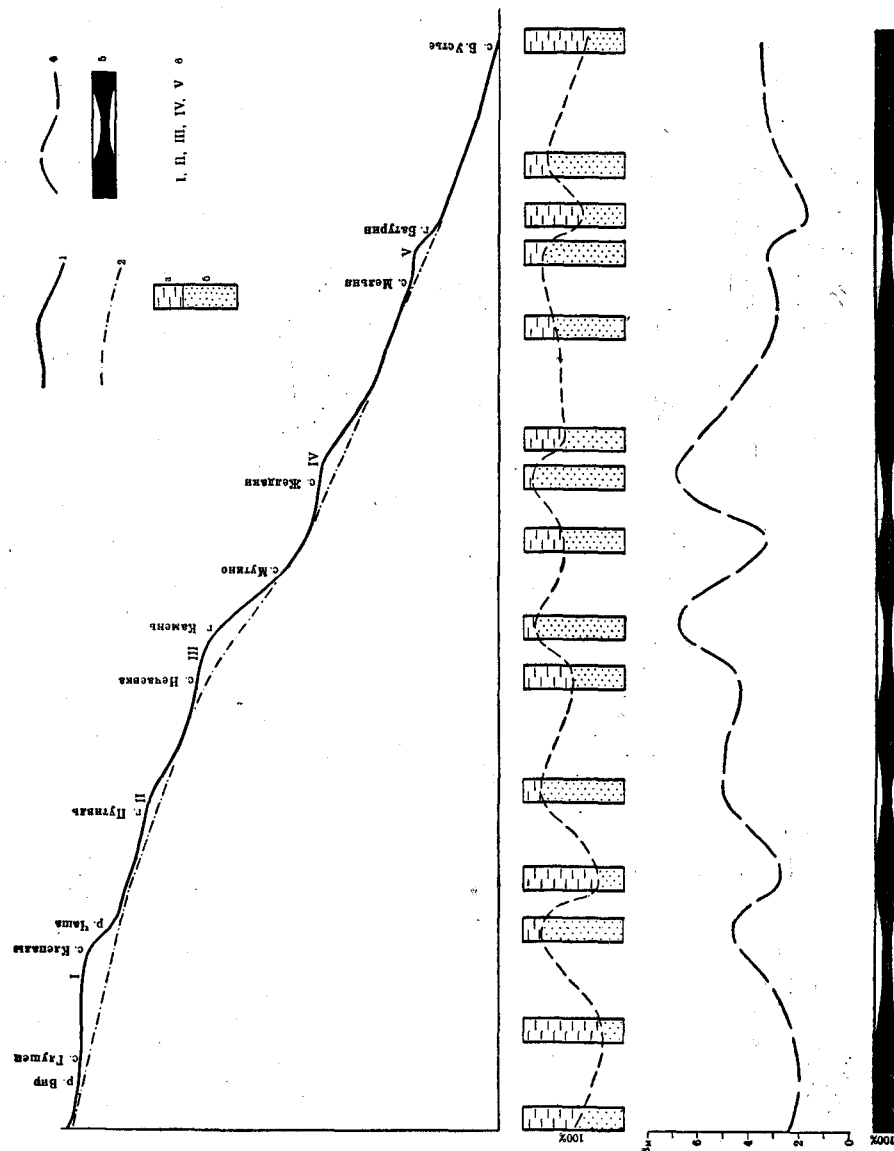


Рис. 33. Схематический продольный профиль р. Сейма (в пределах УССР): 1 — топографический продольный профиль реки; 2 — линия выравнивания; 3 — процентное отношение фациального состава современного аллювия; 4) пойменная фацис; 5 — изменение относительной высоты уступа пойменной террасы; 6 — относительная ширина меандрового пояса; 6 — относительные деформации топографического профиля: Клепальская (I), Путивльская (II), Каменская (III), Желдакская (IV), Мельненская (V).

Структурные уступы выражены также на продольных профилях Сев. Донца ниже с. Огурцова, Оскола в районе с. Двуречного, Красной ниже с. Ново-Красного (одноименная деформация высотой 2,6 м) и в районе с. Меловатки.

На продольном профиле Айдара выделяется Новопокровская деформация (2,9 м), возможно, связанная со сменой литологического состава верхнемеловых отложений.

Краевая мобильная часть склона Воронежского кристаллического массива менее четко выражена в характере и форме продольных профилей рек Снови, Десны и Сейма по сравнению с профилями рек Сулы,

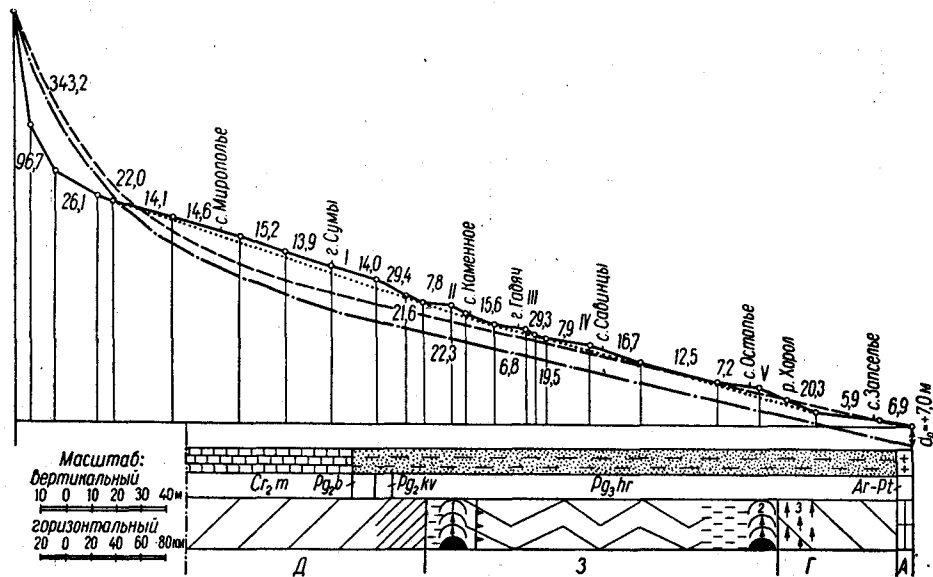


Рис. 34. Схематический продольный профиль р. Псла.

Б. Ромена, Псла и Ворсклы, что позволяет предполагать относительную тектоническую стабилизацию в голоцене ее северо-западной части, прилегающей к Брагинско-Черниговскому выступу, и относительную тектоническую активность ее юго-восточной части.

Таким образом, исследования относительной деформированности продольных профилей рек склонов Украинского кристаллического щита и Воронежского массива позволяют сделать некоторые выводы: 1) устанавливается согласованность между относительной деформированностью продольных профилей рек и структурными особенностями этих тектонических областей. Голоценовые поднятия отвечают в общих чертах приподнятым участкам фундамента. Это указывает на унаследованность голоценовыми движениями более древних поднятий; 2) современные движения, выявленные повторной нивелировкой, продолжают голоценовые движения; 3) соответствие плана относительной деформированности склонов Украинского кристаллического щита и Воронежского массива, разделенных Центральным грабеном, подчеркивает унаследованность голоценовыми движениями древних структур, образование которых началось еще до формирования грабена.

Днепровский (Центральный) грабен. В пределах грабена, как и на склонах впадины, наблюдается соответствие между характером относительной деформированности и структурными особенностями, выявленными геологическими и геофизическими методами.

На участках продольных профилей рек, долины которых пересекают уже известные положительные локальные структуры, величина де-

формированности увеличивается, что свидетельствует о продолжении роста структур в голоцене. В то же время невыраженность структур в форме продольных профилей позволяет сделать вывод о неактивности этих структур на последнем этапе развития.

В долине Снови выделяется выпуклый участок продольного профиля в районе с. Седнева, предположительно объясняемый тектоническими причинами, что подтверждается уменьшением здесь мощности аллювия до 10—20 м (выше и ниже деформации 30—40 и даже до 50 м).

В долине Десны (см. рис. 32), кроме указанных выше региональных переломов профиля, выделяются следующие деформации: Воловицкая (относительная деформированность — 4,7 м), Брусиловская (5,1 м), Черниговская (5,9 м).

Образование Воловицкой деформации связано с тектонической активностью Холмской брахиантиклинальной складки, в периклинали осложненной соляным штоком и ограниченной с юго-запада флексурой, которая четко фиксируется перегибом профиля с изменением уклонов от 5,7 до 16,0 см/км ниже устья Мены.

О незначительной степени активности Максаковской и Менской локальных структур, расположенных выше по течению Воловицкой деформации, можно судить по отсутствию здесь существенных изменений в форме продольного профиля Десны.

Брусиловская деформация продольного профиля находится в районе, где пока не установлена локальная структура, однако характер деформации дает основание для рекомендации более детальных исследований.

Черниговская деформация связывается с активностью Анисовской брахиантиклинальной, ниже которой в продольном профиле четко фиксируется флексурообразный перегиб (изменение уклона от 7,7 до десятых долей см/км).

Относительно приподнятому участку профиля Десны выше с. Салтыковой Девицы соответствуют несколько уменьшенные мощности аллювия поймы. Мощность аллювия в районе Анисовской структуры уменьшается до 20 м. Ниже перегиба профиля в районе с. Салтыковой Девицы река имеет незначительный уклон (менее 2,8 см/км), а мощность аллювия возрастает до 30—40 м.

Район Анисовской структуры в настоящее время поднимается со скоростью 2,3—2,6 мм/год.

На продольном профиле Остра в пределах развития литологически однородных отложений харьковской свиты выделяется Нежинская деформация (максимум деформированности 2,8 м), образование которой связано с тектонической активностью Нежинской и Химо-Рябушинской солянокупольных структур. В районе Нежинской деформации относительная высота уступа пойменной террасы увеличивается до 2,5—3,0 м (выше и ниже по течению — не более 1,5—2,0 м), мощность аллювия здесь менее 10 м (выше и ниже деформации — 20—30 м), в аллювии преобладает русловая фация над пойменной, скорость современных поднятий 0,5 мм/год.

Выше Нежинской деформации, между селами Ивангородом и Крутами, наблюдается резкий перегиб профиля с изменением уклонов от 39,1 до 17,6 см/км.

Только по форме профиля трудно судить о голоценовой активности Ивангородской брахиантиклинальной структуры, осложненной соляным штоком, так как увеличение уклонов русла реки в верховье не является аномальным для рек с увеличением расходов от верховья к устью, однако на эту активность указывают также уменьшение мощности аллювия, его фациальный состав, увеличение уступа пойменной террасы и др.

Западно-Нежинская, Григоровская и Червоно-Партизанская струк-

туры не выражены в продольном профиле русла Остра, поэтому об их активности в голоцене можно судить только по уменьшению мощности аллювия и другим признакам.

На продольном профиле Сулы выделяются Роменская (относительная деформированность 6,4 м), Свиридовская (12,4 м), Сенчанская (12,4 м) и Исачковско-Солоницкая (8,4 м) деформации, обусловленные голоценовой активностью локальных структур.

Незначительная высота Роменской деформации (1,1 м), приуроченной к солянокупольной структуре, объясняется прежде всего меньшей интенсивностью поднятий ее в голоцене. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что ширина поймы выше и ниже структуры почти не изменяется, а долина реки расширяется выше развития структуры, главным образом, вследствие увеличения ширины надпойменной террасы, во время формирования которой происходили более интенсивные поднятия.

Глинско-Розбышевская брахиантклинальная складка не пересекается речными долинами, и поэтому трудно судить о ее тектонической активности в голоцене, хотя из анализа продольных профилей Сулы и Хорола следует, что ее северо-западное крыло относительно менее активно по сравнению с юго-восточным, осложненным Середняковским и Сарским соляными штоками.

Образование наиболее значительных относительных деформаций в долине Сулы — Свиридовской и Сенчанской — связывается с тектонической активностью Свиридовского структурного выступа («носа») и Песочненского соляного штока, а также предполагаемой нами, по геоморфологическим данным, структуры в районе с. Сенчи.

Наиболее выпуклый участок профиля Сулы между г. Лохвицей и с. Сенчей приурочен к огибанию рекой Лохвицкого структурного выступа. Характерно, что овражно-балочная сеть на этом участке более интенсивно развита на восточном берегу и менее интенсивно — на западном. Поднятие, отвечающее Лохвицкому выступу, расчленено оврагами на несколько валообразных поднятий, вытянутых в широтном направлении и на своих оконечностях образующих мысы, отклоняющие русло реки к востоку. Самое крупное из этих валообразных поднятий, находящееся юго-восточнее с. Брыси, прослеживается и на левом берегу Сулы, к западу от с. Песочков, и отвечает Песочненской солянокупольной структуре. Повторное нивелирование указывает на максимальную скорость современных поднятий — до 5,2 мм/год на участке между г. Лохвицей и с. Сенчей.

На продольном профиле Сулы в устье Удая выделяется Исачковско-Солоницкая деформация с максимумом деформированности 8,4 м, соответствующая северному крылу Исачковско-Ромодановской брахиантклинали, осложненному Исачковским соляным штоком, и Солоницкой купольной структуре.

На продольном профиле Б. Ромена (рис. 35) выделяется выпуклый участок с максимумом деформированности у с. Дмитриевки (8,4 м), связанной с тектонической активностью Дмитриевской структуры, осложненной соляным штоком, и Великобубновской структуры. Активность Дмитриевской структуры подтверждается также геоморфологическими данными, в частности огибанием ее долиной Б. Ромена.

Рост Великобубновской структуры повлиял на изменение ширины долины — выше с. Рогинцев долина имеет значительную ширину, главным образом за счет пойменной, и в меньшей степени более высокой террасы, а у с. Рогинцы долина резко сужается, и ширина пойменной террасы составляет всего 150—200 м.

Прямолинейному участку продольного профиля Б. Ромена с минимальными уклонами (4,3 см/км) соответствуют увеличенные мощности аллювия поймы; участку профиля, расположенному непосредственно

за Дмитриевским максимумом, — увеличенные уклоны (30,5—31,3 см/км) и уменьшенные мощности аллювия (5—14 м).

В долине Удая выделяются несколько деформаций продольного профиля — Прилукская (относительная деформированность 6,7 м), Дегтярская (9,6 м), Пирятинская (8,7 м) и Городищенская, обусловленные дифференцированными тектоническими движениями. Менее четко выражена деформация в верховьях реки, отвечающая Ивангородско-Буромской антиклинали.

Дорогинская и Южно-Дорогинская брахиантклинальные складки, расположенные в долине Удая, не выражены в форме продольного профиля, что указывает на их тектоническую неактивность в голоцене.

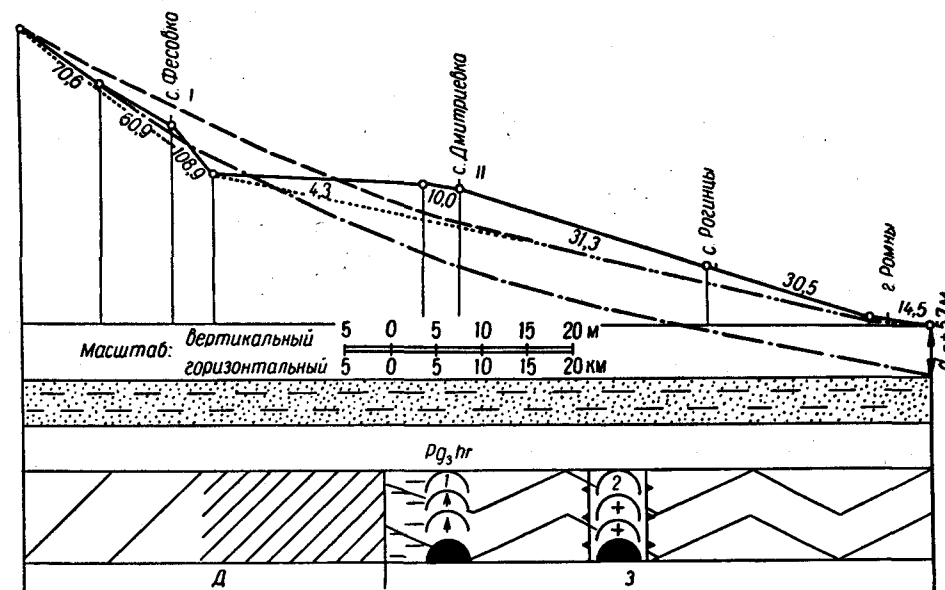


Рис. 35. Схематический продольный профиль р. Б. Ромена.

Этот вывод подтверждается и данными о мощностях пойменного аллювия — в районе Дорогинской и Южно-Дорогинской структур она достигает 25 м, а в районе активной Ивангородско-Буромской структуры — 11—12 м.

Прилукская деформация приурочена к Малодевицкому поднятию и Прилукскому соляному штоку, Дегтярская — к Леляковско-Озерянской брахиантклинальной складке, Городищенская — к Калайдинской брахиантклинали.

Ниже г. Прилук Удай резко изменяет направление течения и огибает участок плато между селами Валки — Дегтяры — Ладан. Край этого участка плато со стороны реки расчленен многочисленными оврагами, а само плато разделено пологими долинообразными понижениями на несколько изолированных поднятий. Самое большое из таких поднятий находится в 3 км к северо-востоку от с. Ладана; второе, значительно меньших размеров, находится в 1 км к югу от с. Крислян; третье — в 2 км к северу от этого села. Против всех трех поднятий высокий правый берег Удая образует три выступа, далеко выдающихся к юго-востоку и вызывающих соответствующие отклонения в направлении течения реки. На левом берегу Удая между селами Савинцами, Варвой и Озерянами наблюдается аналогичный возвышенный участок плато. Оба они соответствуют двум куполам Леляковско-Озерянской брахиантклинали, по седловине между которыми проходит долина Удая.

Западнее с. Журавки долина Удая проходит по пониженному участку субмеридионально ориентированной брахиантиклинальной складки, осложненной на северной и южной частях Журавковским и Каплинцовским соляными штоками, чем объясняется невыраженность этой структуры в форме продольного профиля и значительная мощность пойменного аллювия (до 58—70 м).

В отличие от предыдущих, Пирятинская деформация не приурочена к локальной структуре, она вызвана сменой условий при переходе реки из грабена на северо-восточный склон Украинского кристаллического щита.

На топографическом продольном профиле *Псла* (см. рис. 34) выделяются следующие относительные деформации — Каменская (относительная деформированность 14,2 м), Гадячская (11,2 м), Савинцовская (11,2 м) и Остапьевская (9,4 м). Каменская деформация обязана своим происхождением активности в голоцене Ново-Троицкой брахиантиклинальной складки, Остапьевская — Остапьевско-Белоцерковской структуры. Наличие Гадячской и Савинцовской деформаций продольного профиля и их форма дают основание предполагать здесь новые локальные структуры.

Районы указанных деформаций отличаются рядом характерных геоморфологических особенностей. Долина Псла на участке Каменской деформации значительно сужается, главным образом за счет пойменной террасы, мощность аллювиальных отложений поймы уменьшается до 14,5 м, изменяются уклоны и т. д. Остапьевская структура вызывает отклонение Псла к востоку и уменьшение мощности пойменного аллювия до 6,0—9,6 м, между селами Белоцерковкой и Шиловкой.

В районе Гадячской и Савинцовской деформаций максимум деформированности совпадает с резким отклонением русла реки к востоку, сужением долины и уменьшением мощности пойменного аллювия (у г. Гадяча — до 2,7 м, у с. Савинцы — 15,8 м; выше и ниже деформаций — порядка 30 м).

В результате отклонения русла реки к востоку от Радченковской структуры, осложненной соляным штоком, на участке от сел Б. Сорочинцев до Устиновцев Псел подмывает левый берег, однако на продольном профиле и на мощности пойменного аллювия влияние Радченковской структуры не сказывается — профиль имеет вогнутый характер, мощность аллювия достигает 30 м.

На топографическом продольном профиле *Хорола* (рис. 36) выделяется три относительных деформации — Петровско-Роменская (8,5 м), Миргородская (13,2 м) и Хорольская (11,4 м). В районе Петровско-Роменской деформации р. Псел пересекает крыльевой участок Глинско-Розышевской брахиантиклинальной складки, осложненной выше и ниже с. Петровки-Роменской Сарским и Середняковским соляными штоками; в районе Миргородской деформации пересекает Мало-Сорочинскую и Богачанскую брахиантиклинальные; в районе Хорольской деформации — периклинальный участок Петровцевской брахиантиклинальной.

На участках указанных деформаций продольного профиля Хорола наблюдается уменьшение мощности пойменного аллювия до 16—22 м в районе Миргородской и Хорольской деформаций (у с. Зуевцы, где профиль имеет вогнутую форму, мощность аллювия достигает 50,2 м). О продолжающейся в современное время тектонической активности структур, обусловивших эти деформации, свидетельствуют современные поднятия со скоростью 4,6—7,0 мм/год.

Значительный интерес представляют геоморфологические особенности междуречья Псел—Хорол и особенно характер расчленения поверхности и правильная ориентировка куполовидных водораздельных участков, разделенных между собой системой долиноподобных пониже-

ний с плоским дном и пологими склонами. Одной из возможных причин этого явления может быть проявление здесь молодых дифференцированных движений земной коры.

На продольном профиле *Ворсклы* выделяются следующие деформации — Ахтырская (относительная деформированность 8,4 м), Рыбальская (9,7 м), Будищенская (11,6 м) и Полтавская (10,6 м).

В районе г. Ахтырки геологическими методами пока не выявлена локальная структура, однако деформация продольного профиля и некоторые геоморфологические признаки (уменьшение ширины пойменной террасы и мощности аллювия до 6—9 м, группа холмов, вытянутых в соответствии с основными тектоническими структурами Днепровско-До-

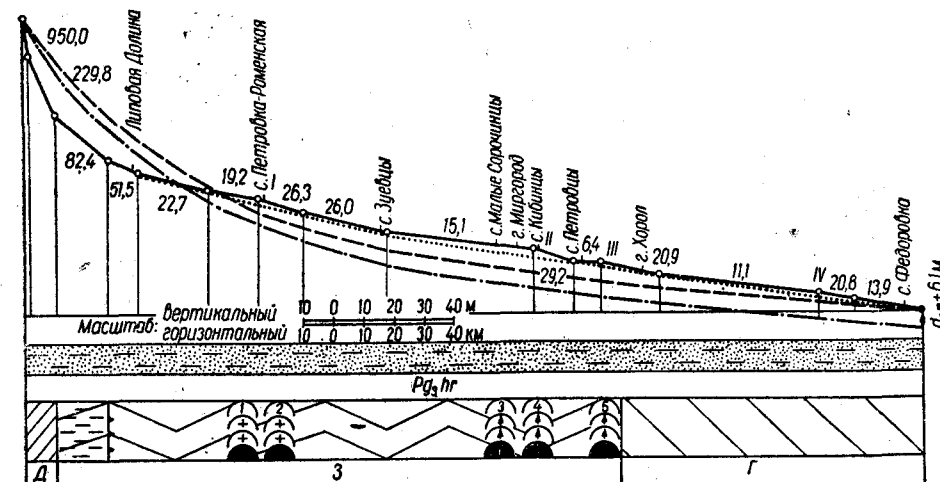


Рис. 36. Схематический продольный профиль р. Хорола.

нецкой впадины с северо-запада на юго-восток, и др.) позволяют предполагать наличие здесь такой структуры.

Образование Рыбальской деформации объясняется проявлением тектонической активности Рыбальской брахиантиклинальной складки в голоцене; Будищенской — активностью Солотвинско-Диканьской брахиантиклинальной, осложненной Будищенским соляным штоком; Полтавской — активностью Полтавского соляного штока.

В районе Полтавской деформации наблюдается увеличение относительных высот террас, сужение пойменной террасы, уменьшение мощности пойменного аллювия. Скорость современных поднятий достигает 6 мм/год.

В районе долины Ворсклы известны Бельская, Котелевская, Старо-, Ново-Сенжарская и Боярская структуры, не выраженные в характере продольного профиля реки, что объясняется как огибанием рекой этих структур, так и их незначительной активностью в голоцене. Нет здесь и других признаков активных структур — не уменьшается мощность аллювия поймы и ширина пойменной террасы и др.

Топографический профиль *Орели* (рис. 37) имеет сравнительно прямолинейную форму с выдержанными уклонами, на основании чего можно сделать вывод, что известные в бассейне Орели локальные структуры не проявляли заметной активности в голоцене.

Таким образом, в пределах Центрального (Днепровского) грабена продольные профили речных долин и составленная на основе их анализа карта изодифференцированности отражают одну из самых характерных особенностей структуры грабена — широкое распространение локальных брахиантиклинальных структур, часто осложненных соляными штоками; влияние

Локальные структуры, пересекаемые речными долинами

№ (на рис. 22)	Долина реки	Наименование локальной структуры	№ (на рис. 22)	Долина реки	Наименование локальной структуры
5(1)*	Прута	Дануценская	180(44)	Псла	Ново-Троицкая
7(2)		Готештская			Остапьевско-
3		Валенская	183(45)		Белоцерковская
10(4)	Днестра	Бердо-Нароль	184(46)	Хорола	Сарская
5	Когильника	Арцизско-Пав-	184(47)		Середняковская
6		ловская	185(48)		Радченковско-
		Татарбунар-			Малосорочин-
		ская			ская
18(7)	Припяти	Ратненский	185(49)		Богачанская
		горст	186(50)		Петривцовская
70(8)		Микашевичский	190(51)	Ворсклы	Рыбальская
		горст	52		Бельская
71(9)		Шестовичская	53		Котелевская
72(10)		Прудокская	191(54)		Диканьская
72(11)		Мозырская	191(55)		Будищенская
72(12)		Наровлянская	192(56)		Полтавская
73(13)		Ельский вал	57		Старо-Сенжар-
110(14)	Уборти	Буйновичская	58		ская
112(15)	Словечны	Верхне-Высту-			Ново-Сенжар-
		повичская	59	Орели	Ефремовская
119(16)	Днепра	Яновско-Лю-	60		Мироновская
		бечская	194(61)		Сахновщинская
121(17)		Каневская	195(62)		Кириновская
123(18)		Кременчугская	63		Южно-Переще-
		гряда			пинская
147(19)	Десны	Максаковская	64		Перещепинская
147(20)		Холмская	65		Кременовская
149(21)		Анисовская	66		Ново-Григо-
22	Остра	Ивангородская			рьевская
156(23)		Химо-Рябушин-	67		Михайловская
		ская	68		Западно-Ми-
156(24)		Тваньская			хайловская
156(25)		Нежинская	221(69)	Уды	Старо-Покров-
26		Григоровская			ская
27		Червоно-Парти-	212(70)	Сев. Донца	Старо-Покров-
		занская			ская
158, 159(28)	Трубежа	Ядловско-Трак-	213(71)		Шебелинская
		темировская	213(72)		Балаклейская
167(29)	Сулы	Роменская	213(73)		Савинская
168(30)		Свиридовская	213(74)		Червоно-До-
170(31)		Исачковско-Ро-			нецкая
		модановская	214(75)		Протопопов-
170(32)		Солоницкая			ская
171(33)		Оболонский	76		Спиваковская
		грабен	215(77)		Красносколь-
173(34)	Б. Ромена	Дмитриевская	215(78)		ская
173(35)		Великобубнов-	216(79)		Сухо-Каменская
		ская	217(80)		Святогорская
36	Удая	Буромская	217(81)		Кременская
37		Ичнянская	218(82)		Томашевская
38		Южно-Доро-		Береки	Вороновская
		гинская	83		Ефремовская
175(39)		Мало-Девичья	225(84)		Алексеевская
175(40)		Прилукская	225(85)		Картамышская
176(41)		Леляковско-	227(86)		Петровская
		Озерянская	230(87)	Казенного	Дружковско-
176(42)		Журавковско-		Торца	Константинов-
		Каплинцевская			ская
178(43)		Калайдинская	231(88)		Славянская

этих структурных особенностей грабена на форму продольных профилей рек указывает на продолжающуюся в голоцене во время формирования продольных профилей рек тектоническую активность структур.

Геоморфологические данные, материалы изучения мощностей и фациального состава аллювиальных отложений, а также результаты повторных нивелировок подтверждают вывод о тектонической активности большинства структур в голоцене и в современную эпоху.

Произведенные исследования позволили не только установить тектоническую активность локальных структур, выявленных геологическими и геофизическими методами (табл. 4), и дать количественную характеристику этой активности (см. соответствующие продольные профили

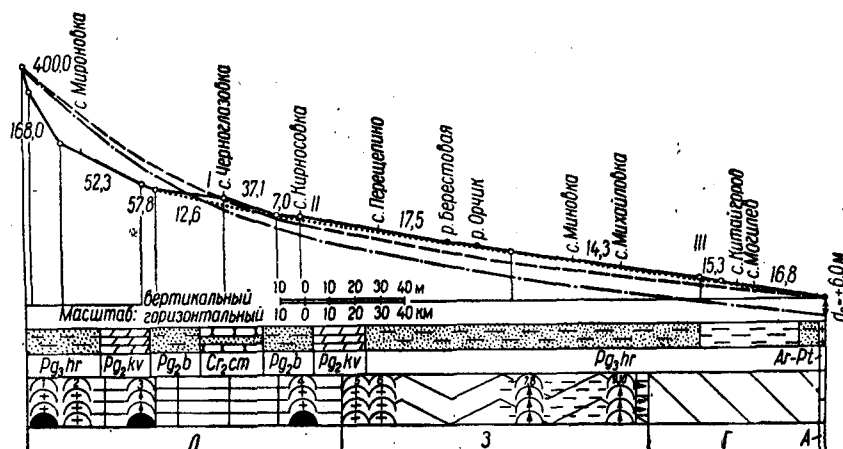


Рис. 37. Схематический продольный профиль р. Орели.

речных долин — рис. 32, 34—37 и карту изодеф, рис. 31), но также высказать предположение о наличии признаков новых структур и рекомендовать проведение в их районах геологических и геофизических работ (табл. 5).

Изучение имеющихся материалов заставляет обратить внимание еще на одну интересную особенность. Как известно, по данным геофизических исследований, кристаллический фундамент Центрального грабена состоит из нескольких блоков, залегающих на разных глубинах. Геологические материалы пока не дают оснований для достаточно уверенного суждения о дифференцированной мобильности этих блоков, поэтому в известной степени оказались неожиданными результаты изучения продольных профилей рек, показавшие выраженность границ между блоками в характере профилей.

В настоящее время трудно утверждать, что эти особенности профилей связаны только с молодой активностью блоков, однако следует указать на следующие моменты:

а) в продольном профиле Десны в пределах Центрального грабена выделяется несколько прямолинейных участков с относительно выдержанными уклонами, которые совпадают с крупными блоками фундамента — Менским выступом (уклон русла 5,7—5,8 см/км), Анисовским блоком (уклон русла менее 2,8 см/км) и Черниговским блоком (уклон русла Десны менее 1 см/км).

Перегиб продольного профиля Десны между Менским и Анисовским блоками, в пределах которых кристаллические породы залегают на разных глубинах, совпадает с изменением уклонов от 5,8 до 15 см/км, отражая границу между этими блоками;

Продолжение табл. 4

№ (на рис. 22)	Долина реки	Наименование локальной структуры	№ (на рис. 22)	Долина реки	Наименование локальной структуры
236(89)	Оскола	Краснооскольская	238(90) 91	Красной	Краснопоповская Кременская

* Первая цифра обозначает номер деформации продольных профилей; вторая (в скобках) — номер локальной структуры. Отсутствие первой цифры указывает на невыраженность локальной структуры в форме профиля.

б) в продольном профиле Остра выделяется перегиб с изменением уклонов от 12,3 до 9,8 см/км, совпадающий с границей между Нежинским приподнятым и Ичнянским относительно опущенным блоками фундамента;

в) граница между относительно приподнятым блоком фундамента северной краевой части грабена и Роменским блоком совпадает с резким перегибом профиля выше г. Ромен (изменение уклона от 30,5 до 14,5 см/км);

г) в продольном профиле Сулы выделяются несколько перегибов, совпадающих с границами между блоками. Наиболее опущенному блоку фундамента в районе с. Глинска, по отношению к Роменскому (выше по течению) и Лохвицкому (ниже по течению) блокам, соответствует наиболее вогнутый участок профиля с уклонами от 20,6 до 14,2 см/км; Лохвицкому и Петровско-Роменскому приподнятым блокам — выпуклый участок профиля с максимумом деформированности у сел Свиридовки и Сенчи — 12,4 м. Участок профиля ниже резкого перегиба с изменением уклонов от 56,2 до 3,3 см/км (выше устья Удая) приурочен к наиболее приподнятому (для долины Сулы) блоку фундамента южной краевой части грабена. Северная и южная дислоцированные краевые зоны грабена на топографическом продольном профиле Сулы также совпадают с перегибами профиля.

Припятский грабен. В неоген-четвертичное время Припятский грабен переживал сложные тектонические движения, среди которых значительное место занимали опускания. Одним из признаков четвертичных опусканий является большая мощность четвертичной толщи, достигающая, по данным М. М. Цапенко (1957), в районе Мозыря, Ельска и Наровли 150 м. В голоцене (см. рис. 23) в пределах Припятского грабена преобладают поднятия с суммарными амплитудами несколько более 5 м, на фоне которых выделяются районы локальных структур с амплитудой поднятий до 7,5—10 м. Повторные нивелировки также указывают на современные поднятия со скоростью 2—3 мм/год, а в районе локальных структур — более 5 мм/год.

Относительно выпуклый продольный профиль Припяти (см. рис. 33) в пределах грабена можно разделить на два участка: 1) слабо деформированный, отвечающий Туровской депрессии, и 2) резко деформированный — в районе Мозырской депрессии, Наровлянского выступа фундамента и Ельской депрессии.

На первом участке профиля выделяется Микашевичская деформация с относительной высотой 1,5 м, приуроченная к горстообразному поднятию поверхности кристаллических пород. Микашевичская деформация затрудняет сток Припяти и этим способствует заболачиванию поймы выше деформации. Мощность голоценовых аллювиальных отложений (Мешеряков, 1961а) в районе деформации минимальная — менее 5 м; скорость современных поднятий достигает 3,9 мм/год.

На втором участке профиля выделяются Шестовичская (относительная высота 2,9 м), Мозырско-Наровлянская (3,4 м) и Ельская

(2,5 м) относительные деформации, образование которых связано с тектонической активностью в голоцене одноименных солянокупольных структур. Ниже с. Шестовичи и между Наровлянской и Ельской деформациями перегибы профиля с изменениями уклонов русла реки соответственно от 14,0 до 4,5 и от 9,5 до 5,0 см/км отвечают зонам разрывных тектонических нарушений. Невыраженность Прудокской локальной структуры в форме профиля связана с обтеканием ее руслом реки — в этом месте долина Припяти меняет широтное направление на юго-восточное.

Район Мозырско-Наровлянской и Ельской деформаций отличается и по своим геоморфологическим признакам от соседних участков и выделен А. М. Мариничем (1963) под названием Мозырского участка долины Припяти. После крутого поворота долины Припяти на юго-восток (выше г. Мозыря) долина становится резко асимметричной, высота правого берега на участке от г. Мозыря до с. Барбарова достигает 80—100 м, мощность пойменных отложений менее 5 м, скорость современных поднятий достигает 4,1—5,5 мм/год. По мнению Маринича (1963), долина прорыва в районе Наровлянской деформации, связанной с солянокупольным поднятием, сформировалась во время образования пойменной террасы.

Долина Горыни приурочена к Припятскому грабену только в своей приустьевой части, где она прорезает вторую и первую надпойменные террасы Припяти и имеет прямолинейный продольный профиль с уклоном 10,9 см/км.

На продольном профиле Уборти (см. рис. 25) в пределах Припятского грабена выделяются Злодинская (6,8 м) и Буйновичская (8,2 м) относительные деформации. Злодинская деформация приурочена к Злодинскому выступу докембрийского фундамента, а разлом, пересекающий долину Уборти в районе этой деформации, выражен перегибом профиля с изменением уклона от 11,3 до 33,3 см/км. Буйновичская деформация соответствует одноименной локальной структуре, с севера осложненной разломом.

Локальные поднятия, обусловившие деформации продольного профиля Уборти, вызывают подпруживание вышележащих участков долины, расширение поймы, ее заболоченность, увеличение мощности пойменных отложений.

Река Словечна на границе между щитом и грабеном, где погружается поверхность кристаллических пород, резко увеличивает свой уклон. На ее продольном профиле (рис. 38) выделяется Демидовская деформация высотой 10 м, приуроченная к Верхне-Выступовичской локальной структуре. Разлом кристаллического фундамента, пересекающий долину Словечны выше г. Рудни, выражен перегибом профиля с изменением уклонов от 40,0 до 21,3 см/км. Район Демидовской структуры характеризуется современными поднятиями со скоростью 4,2 мм/год.

На продольном профиле Днепра (см. рис. 27) выделяется Любечская (0,7 м) деформация, связанная с тектонической активностью Яновско-Любечской структуры.

Зона сочленения Днепровско-Донецкой впадины с Донецким складчатым сооружением и Старобельско-Миллеровская моноклираль. Суммарные амплитуды поднятий в западной части зоны сочленения составляют 5—10 м, по мере приближения к Донбассу увеличиваются до 20 м. Локальные увеличения суммарных амплитуд поднятий приурочены к брахиантиклинальным складкам, часто осложненным соляными штоками.

На продольном профиле Орели (см. рис. 37) в пределах зоны сочленения выделяются Орельская (3,3 м) и Кирносковская (1,9 м) относительные деформации. В районе первой можно предполагать наличие

Таблица 5

впадины, предположительно отвечающие локальным участкам активности в голоцене

Днепро-Припятский грабен				Северо-восточный склон Украинского кристаллического щита		
<i>d, м</i>	Название деформации (б)	<i>h, м</i>	<i>d, м</i>	Название деформации	<i>h, м</i>	<i>d, м</i>
1,7	II Седневская	2,0	6,7			
5,9	V Брусиловская	0,9	5,1	VII Моровская	5,4	10,8
3,2				XIV Остерская	3,7	12,7
				XV Переяслав-Хмельницкая	2,8	8,3
				XVI Гельмязевская	3,2	7,2
6,4	XIX Сенчанская	5,0	12,4	XXI Липовская	4,9	11,6
2,4						
8,4						
8,4						
6,7	XXV Пирятинская	2,7	8,7			
9,6						
10,2						
14,2	XXIX Гадячская	2,2	11,2			
9,4	XXX Савинцовская	2,9	11,2			
8,5						
13,2						
11,4						
9,7	XXXV Ахтырская	2,9	8,4			
11,6						
10,6				XXXIX Китайгородская	1,9	9,5

тельной деформированности; *a* — деформации, образование которых связано с тектоническими структурами; *b* — деформации, образование которых связано с тектонической Римскими цифрами обозначен порядковый номер относительной деформации (см. уже известных локальных структур (см. карту — рис. 31).

пока неизвестной локальной брахиантиклинальной структуры, вторая — приурочена к одноименной солянокупольной структуре. В долине реки располагается еще несколько локальных структур — Мироновская, Сахновщинская, Южно-Перещепинская, Перещепинская, Кременевская, Ново-Григорьевская, Михайловская и Западно-Михайловская, которые в форме продольного профиля не выражены, что указывает на их пассивность на последних этапах геологической истории. В районе Ефре-

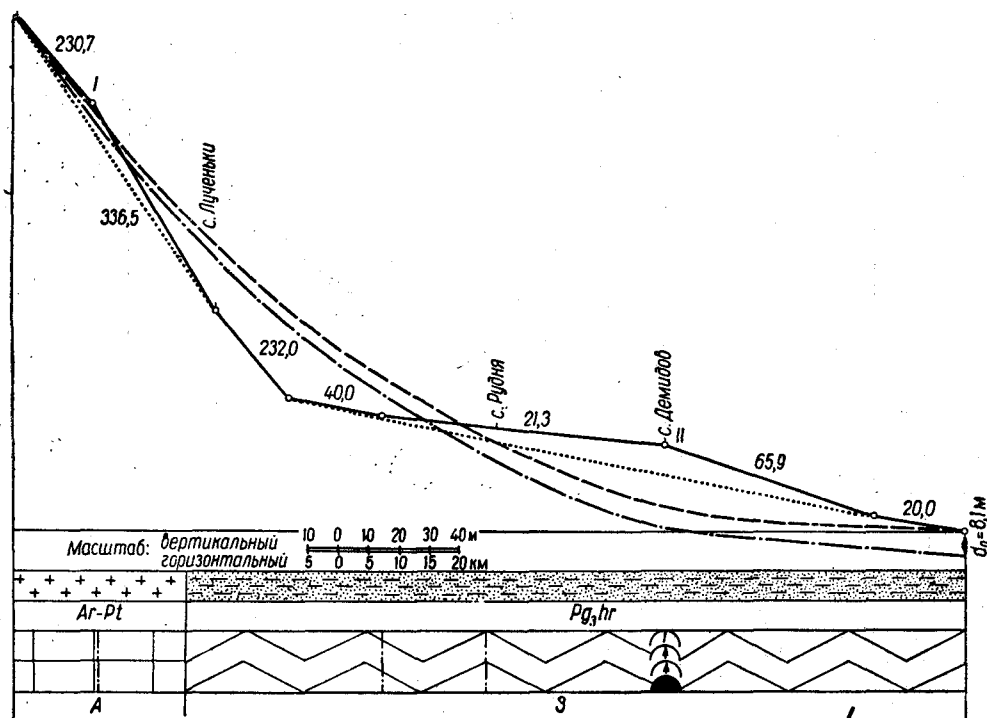


Рис. 38. Схематический продольный профиль р. Словечны.

мовской брахиантиклинальной складки увеличиваются уклоны русла до 400 см/км, флексур на западном склоне Сахновщинской локальной структуры обуславливает перегиб профиля с изменением уклонов русла от 57,8 до 12,6 см/км.

На продольном профиле Самары (рис. 39) в пределах зоны сочленения выделяется Александровская (3,3 м) относительная деформация, приуроченная к зоне разрывных нарушений осадочного чехла и выходам в русло реки юрских отложений.

В приустьевой части Уды на ее продольном профиле выделяется Старо-Покровская относительная деформация, обязанная своим образованием локальному поднятию, выраженному также в форме продольного профиля Сев. Донца. Район Старо-Покровского поднятия имеет современную скорость поднятий 4,1—4,6 мм/год.

На продольном профиле Лопани видна Харьковская относительная деформация (2,0 м), совпадающая с границей между Воронежским массивом и зоной сочленения. Район этой деформации поднимается в настоящее время со скоростью 3,5 мм/год.

На продольном профиле Береки выделяются Алексеевская (2,1 м), Бинаковская (3,0 м) и Петровская (3,1 м) относительные деформации. Повышенные уклоны русла в верховьях (до 413 см/км) связаны с активностью Ефремовской брахиантиклинальной, осложненной соляным што-

ком. Алексеевская деформация приурочена к Алексеевской и Картомышской структурам, крыльевые участки которых пересекаются долиной реки; в районе с. Бинакова по геоморфологическим признакам можно предполагать наличие локальной структуры, обусловившей образование Бинаковской деформации; Петровская деформация соответствует одноименному солянокупольному поднятию.

На продольном профиле Казенного Торца в границах зоны сочленения выделяется Славянская относительная деформация (2,8 м), приуроченная к Славянской брахиантиклинальной складке.

Продольный профиль Бахмутки, несмотря на разнообразие литологического состава пересекаемых долиной пород, имеет почти прямолинейную форму, что в известной степени связано с приуроченностью до-

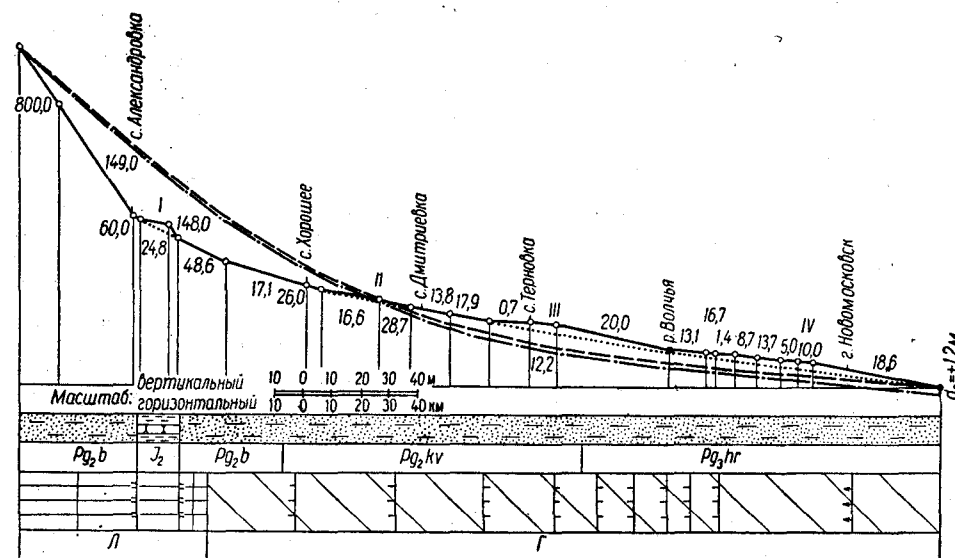


Рис. 39. Схематический продольный профиль р. Самары.

лины к зоне погружений, и только в районе г. Артемовска между устьем Сухой Палитвы и с. Ямами выделяются незначительные деформации с относительной высотой 2,5 и 1,8 м.

Значительное количество деформаций в пределах зоны сочленения имеет продольный профиль Сев. Донца. Здесь выделяются Чугуевская (1,4 м), Шебелинско-Балаклейская (5,0 м), Протопоповская (2,7 м), Изюмская (1,5 м) и Маякская (3,0 м) относительные деформации.

Чугуевская деформация, большая часть которой совпадает с Салтовско-Чугуевским меандром, начинается ниже с. Ст. Салтова (еще на склоне Воронежского массива) и заканчивается резким перегибом профиля ниже г. Чугуева с изменением уклонов русла от 21,5 до 2,7 см/км. Максимум деформации приурочен к Старо-Покровскому поднятию, пересекаемому долиной реки по периклинали. В районе поднятия уменьшается мощность аллювиальных отложений поймы.

Образование наиболее значительной деформации — Шебелинско-Балаклейской — объясняется тектонической активностью Шебелинской, Балаклейской и Савинцовской брахиантиклинальных складок, крыльевые части которых пересекаются долиной Сев. Донца. Максимум деформированности отвечает Червоно-Донецкому поднятию, активность которого обусловила резкое отклонение долины Сев. Донца к востоку.

Шебелинская локальная структура выражена в рельефе в виде повышенного водораздела между Сев. Донцом и реками Кисель и Чепель, который переживает современное поднятие со скоростью 3,3—3,5 мм/год.

Протопоповская деформация совпадает с одноименным поднятием, выявленным геологическими методами. Изюмская деформация, находящаяся ниже г. Изюма, связывается с тектонической активностью Краснооскольской (на левом берегу) и Сухо-Каменской (на правом берегу) локальных структур, обуславливающей в результате подпора реки уменьшение уклонов русла в районе г. Изюма до 1,0 см/км.

Маякская деформация и изменение направления русла приурочены к Святогорской локальной структуре, расположенной, по геофизическим данным, на левом берегу Сев. Донца, однако наличие хорошо выраженной в рельефе возвышенности восточнее с. Благодатного, на правом берегу, позволяет высказать предположение о распространении Святогорской локальной структуры и на правый берег. Выше Маякской деформации, как и в районе Изюма, наблюдается подпор реки и уменьшение уклонов до 4,8 см/км; район деформации поднимается со скоростью 3,5 мм/год.

Ниже Маякской деформации, в пределах Бахмутской котловины, продольный профиль Сев. Донца имеет плавновогнутую форму с максимумом вогнутости в месте впадения р. Бахмутки.

На продольном профиле *Оскола* выделяется Краснооскольская деформация (1,5 м), обусловленная тектонической активностью одноименного поднятия, и два перегиба профиля — у с. Двуречного (изменение уклонов от 13,0 до 6,3 см/км), приуроченный к разлому, и выше устья Гороховатки (изменение уклонов от 24,0 до 9,1 см/км), где проходит тыловой край террасы Сев. Донца.

На продольном профиле *Красной* выделяется Поповская деформация (3,0 м), приуроченная к сбросу, пересекающему долину в районе с. Поповки, и к Краснопоповской брахиантиклинальной складке. Перегиб профиля в районе с. Кабаньего с изменением уклонов от 23,0 до 40,6 см/км совпадает с южной границей склона Воронежского массива.

В пределах Старобельско-Миллеровской моноклинали на продольном профиле *Сев. Донца* выделяется Крымская деформация (2,0 м), приуроченная к Вороновской брахиантиклинальной складке, и Николаевская деформация (1,5 м), обусловленная тектонической активностью Северо-Донецкого надвига. Шульгинская (1,7 м) и Передельская (2,6 м) деформации продольного профиля Айдара, а также Новодеркульская (3,1 м), Титовская (1,5 м) и Нижне-Герасимовская (1,6 м) деформации продольного профиля *Деркула* могут быть объяснены активностью локальных структур, которые пока в этих местах геологическими методами не выявлены. На продольных профилях рек Айдара и Деркула хорошо выражены тектонические уступы — по Айдару в районе г. Старобельска (изменение уклонов от 13,3 до 7,1 см/км) и по Деркулу ниже с. Семикозова и у с. Красного Деркула (изменения уклонов соответственно от 48,1 до 1,3 см/км и от 36,0 до 17,7 см/км).

Донецкое складчатое сооружение. Донбасс в течение длительного времени переживает восходящие движения, что является одной из причин отсутствия пересекающих его речных долин. Берущие начало на склонах Донецкого кряжа реки маловодны, имеют небольшую протяженность, на морфологию их долин оказывают большое влияние различия в литологическом составе пород, что все вместе весьма затрудняет составление карты изодеф этого региона. В северо-западной части Донецкого кряжа значения изодеф превышают 20 м. Продольный профиль *Сев. Донца* образует Рубежанскую деформацию (4,8 м), отвечаю-

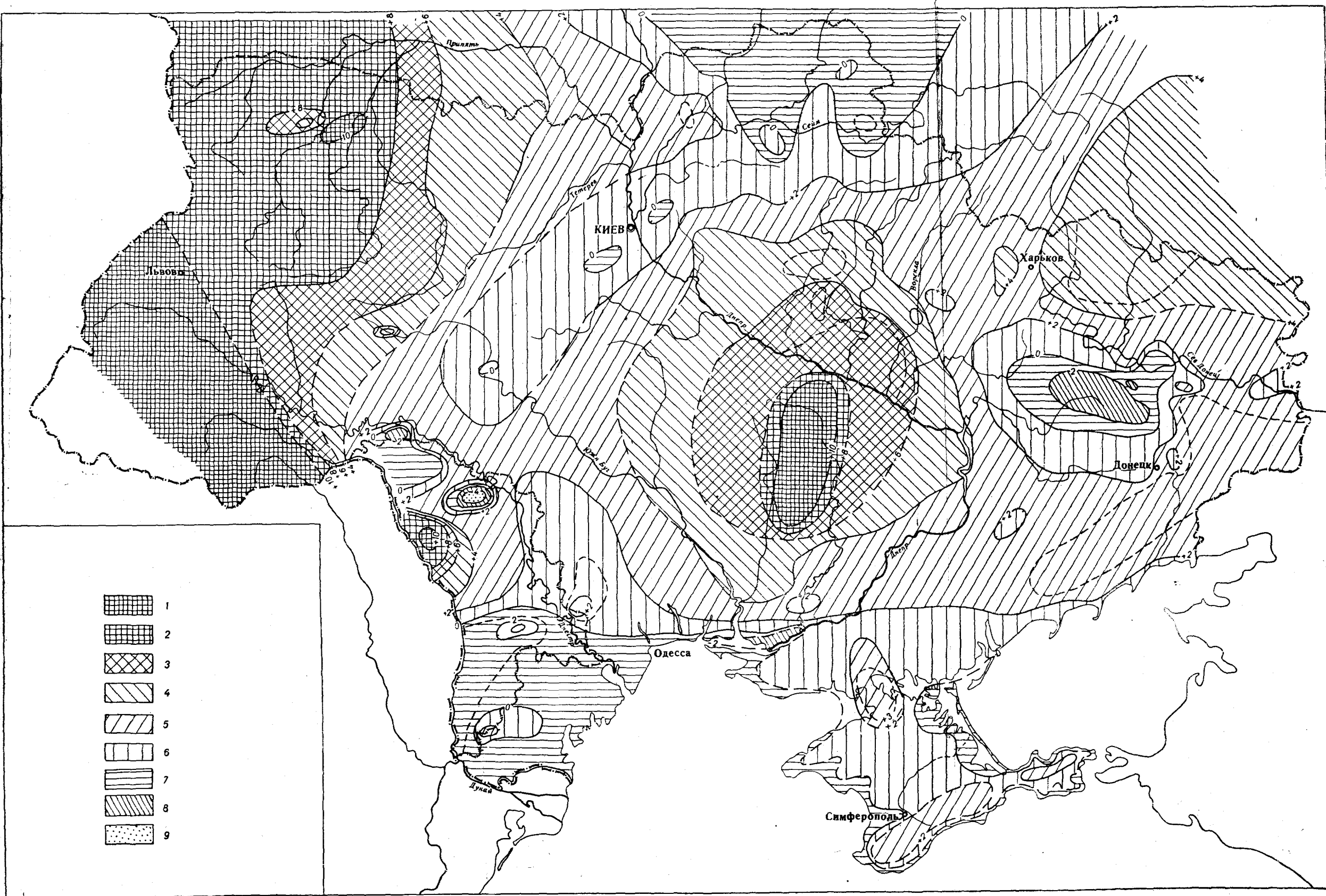


Рис. 40. Схематическая карта скоростей современных вертикальных движений земной коры на территории УССР:

Участки земной коры, переживающие относительные поднятия (в мм/год): 1 — более 10, 2 — 8–10, 3 — 6–8, 4 — 4–6, 5 — 2–4, 6 — 0–2; участки земной коры, переживающие относительные опускания (в мм/год): 7 — 0–2, 8 — 2–4, 9 — более 4.

щую Кременской и Томашевской локальным структурам. Ниже деформации долина реки приурочена к надвику, что выражается в прямолинейности продольного профиля и незначительности уклонов русла (на участке г. Лисичанск — с. Нижнее 7,5—4,1 см/км).

Тектоническая активность Дружковско-Константиновской брахиантуклиальной складки обусловила образование Дружковской деформации (2,9 м) продольного профиля *Казенного Торца*. Образование деформаций этого профиля выше с. Красного (3,1 м), у с. Артемовская (3,0 м) также отражает структурные особенности района, пересекаемого долиной реки.

Луганская деформация (2,0 м) продольного профиля *Лугани* связывается с тектонической активностью Северо-Донецкого надвига; Александровская деформация (2,5 м) продольного профиля *Волчьей* — с тектонической активностью линейно вытянутого нарушения, обусловившего изменение уклонов русла от 150,0 до 27,3 см/км; несколько уступов на продольном профиле *Кальмиуса* — с разломами в районах г. Донецка и ниже с. Старо-Бешева.

Таким образом, произведенное изучение продольных профилей рек Украины с учетом особенностей морфологии и строения пойменных террас позволяет установить наличие неравномерных во времени и дифференцированных в пространстве эпейрогенических движений земной коры (см. рис. 22), происходящих в голоцене, и сделать некоторые выводы:

1. Украинский кристаллический щит переживает резко дифференцированные движения с преобладанием поднятий. Разница суммарных амплитуд движений для разных районов щита превышает 25 м; выделяется 60 деформаций продольных профилей со средней высотой 6,2 м. Форма продольных профилей рек отражает блоковую тектонику щита, что свидетельствует о тектонической активности отдельных блоков и продолжающихся движениях по разломам, разделяющим эти блоки.

2. Полесский массив переживает в основном поднятия до 5—10 м; его северо-западная часть характеризуется признаками относительного опускания. Здесь выделяется 9 деформаций продольных профилей со средней высотой 2,8 м, обусловленных тектонической активностью ряда разломных и складчатых структур. Некоторое влияние на форму продольных профилей имеют конечно-моренные отложения, отличающиеся повышенной устойчивостью пород к процессам денудации.

3. Волыно-Подольская и Молдавская плиты продолжают дифференцированные поднятия с разницей суммарных амплитуд до 20 м. Выделяется 52 деформации продольных профилей со средней высотой 4,5 м, в большинстве случаев приуроченные к определенным структурным элементам. Часть деформаций объясняется пересечением реками толтовых гряд, сложенных относительно более устойчивыми породами.

4. Днепровско-Донецкая впадина в своем поднятии отставала от Украинского кристаллического щита и Воронежского массива, что в известной степени создавало геоморфологический эффект опускания. Выделяется 106 деформаций продольных профилей со средней высотой 2,9 м. Деформации на склонах щита и массива связаны с блоковой структурой фундамента; деформации в пределах Центрального грабена — с локальными брахиантуклиальными структурами, часто осложненными соляными штоками. Большая часть локальных структур Центрального грабена — 76,8% всего их количества — проявляет тектоническую активность в голоцене и поэтому выражена в форме продольных профилей пересекающих их рек; 23,2% локальных структур не выражены в форме продольных профилей, что указывает на отсутствие их тектонической активности.

5. Причерноморская впадина и Добруджинский прогиб переживают относительные опускания, в связи с чем продольные профили рек имеют относительно прямолинейную форму с небольшим количеством деформаций. Выделяется 17 деформаций продольных профилей рек со средней высотой 3,3 м, большинство которых приурочено к структурным нарушениям и зонам магнитных аномалий.

Выполненные исследования позволяют установить наличие относительных деформаций продольных профилей рек (табл. 6). Образование деформаций в местах пересечения реками разрывных или складчатых структур свидетельствует о тектонической активности этих структур (см. табл. 4). Кроме того, анализ комплекса геолого-геоморфологических признаков позволяет предполагать наличие пока неизвестных локальных структур. В частности, нами предполагается наличие активных в голоцене структур на кристаллическом щите, на Волыно-Подольской плите, в Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинах.

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНСКОЙ ССР

Основным методом изучения современных вертикальных движений земной коры как последнего этапа неотектонических движений являются повторные нивелировки и футшточные наблюдения.

Авторы не располагают результатами собственных повторных нивелировок и футшточных наблюдений, поэтому в настоящей работе рассматриваются только материалы, полученные и обработанные сотрудниками институтов геодезии и картографии (ЦНИИГАИК и МИИГАИК) и Института географии СССР.

На рис. 40 показана карта скоростей современных вертикальных движений земной коры на территории УССР, которая несколько отличается от ранее опубликованных (Живаго, Зенин, Каманин, Мещеряков и Синягина, 1956; 123 вып. Трудов ЦНИИГАИК «Современные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР», 1958; Мещеряков и Синягина, 1961б) за счет нанесения дополнительных данных повторных нивелировок вдоль нескольких линий железных дорог, полученных от МИИГАИК, и в результате несколько отличной интерполяции.

Из рассмотрения этой карты следует, что скорость современных вертикальных движений изменяется в очень широких пределах — от +10—12 до —5—6 мм/год. Максимальная скорость поднятий (более 10 мм/год) устанавливается для Карпатского региона, участка между речья Стирь—Горынь, довольно точно отвечающего контуру распространения рифейских излившихся пород, и для района Ингуло-Ингулецкого антиклинория в центральной части Украинского кристаллического щита. Скоростью поднятий от 8 до 10 мм/год характеризуется большая часть Волыно-Подольской плиты (западнее долины Горыни) и узкая полоса, окружающая Ингуло-Ингулецкий антиклинорий; поднятий 6—8 мм/год — восточная часть Волыно-Подольской плиты (между долинами Горыни и Случи) и вся зона криворожских структур, охватывающая центральную часть щита и его северо-западный склон; поднятий 4—6 мм/год — крайняя западная часть щита, полоса, окружающая зону криворожских структур, и южный склон Воронежского массива; поднятий 2—4 мм/год — остальная часть территории Украины, кроме северной части Днепровско-Донецкой впадины, северо-западной части донецких структур и приосевой части Причерноморской впадины; поднятий 0—2 мм/год — вытянутый с юго-запада на северо-восток участок щита между Белой Церковью и Немировом, северная часть Днепровско-Донецкой впадины, Причерноморская впадина (за исключением

Таблица 6
Относительные деформации продольных профилей рек юго-запада
Русской платформы

Река	№ (на рис. 22)	Деформация	Относительная высота деформации, м
Прут (от с. Заболотова до устья)	1	Снятинская	7,1
	2	Черновицкая	4,8
	3	Липканская	6,7
	4	Костештская	5,5
	5(1) *	Унгенская	1,6
	6	Калмацуйская	2,4
	7(2)	Готештская	2,9

Бассейн Днестра

Днестр (от г. Самбора до устья)	8	Журавненская	9,3
	9	Чернелицкая	2,8
	10(4)	Залещицкая	3,0
	11	Хотинская	6,0
	12	Староушицкая	3,6
	13	Могилев-Подольская	2,1
	14	Ямпольская	3,5
Гнилая Липа	15	Болотнянская	7,1
	16	Верхнерогатинская	5,0
	17	Нижнерогатинская	3,0
Серет	18	Заложницкая	3,7
	19	Тернопольская	3,0
	20	Гнезненская	9,4
	21	Чортковская	10,4
Збруч	22	Сатановская	7,1
	23	Шидковцовская	5,5
	24	Скала-Подольская	3,0
	25	Пуклякская	4,5
	26	Кудринцовская	6,0
Жванчик	27	Почанинцовская	3,0
	28	Орининская	6,0
	29	Лясковцовская	5,1
	30	Симаковская	5,8
Смотрич	31	Купицкая	3,0
	32	Смотрицкая	6,0
	33	Каменец-Подольская	10,0
Ушица	34	Зиньковская	11,5
Мурафа	35	Хоменковская	42,0
Кучурган	36	Богачевская	3,2
	37	Яковлевская	5,2

Реки северного побережья Черного моря

Когильник (в пределах УССР)	38	Березинская	1,8
	39	Анчокракская	2,1
Большой Куяльник	40	Октябрьская	4,8
	41	Адамовская	1,1
	42	Александровская	3,1
Тилигул	43	Бритальская	5,2
	44	Ананьевская	9,8
	45	Новоукраинская	4,5
	46	Тилигульская	2,0
	47	Стрюковская	1,9
	48	Завадовская	2,2

Река	№ (на рис. 22)	Деформация	Относительная высота дефор- мации, м
Бассейн Ю. Буга			
Ю. Буг	49	Сусловцовская	6,6
	50	Винницкая	21,0
	51	Собская	7,0
	52	Гайворонская	13,0
	53	Первомайская	21,2
Кодыма	54	Перелетская	2,5
	55	Катериновская	3,5
Собь	56	Собская	4,7
	57	Дашевская	2,1
	58	Сорокская	2,0
	59	Гайсинская	2,1
Синюха	60	Терновская	2,1
	61	Добрянская	4,1
Ингул	62	Кировоградская	3,7
	63	Богдановская	4,0
	64	Константиновская	12,1
	65	Ульяновская	4,9
	66	Христофоровская	2,0

Бассейн Днепра

Припять	67	Верхнеприпятская	4,0
	68(7)	Ратневская	2,0
	69	Пинская	1,8
	70(8)	Микашевичская	1,5
	71(9)	Шестовичская	2,5
	72(11, 12)	Мозырско-Наровлянская	3,4
	73(13)	Ельская	2,5
Турья	74	Верхнетирийская	5,0
	75	Ковельская	0,9
Стоход	76	Кашовская	5,0
	77	Любешевская	2,9
Стырь	78	Берестечковская	1,7
	79	Боремельская	1,4
	80	Подгайцевская	1,8
	81	Рожищенская	5,0
	82	Колкинская	2,1
	83	Чорторийская	3,7
Иква	84	Млыновецкая	4,9
	85	Миньковецкая	4,1
	86	Дубнянская	1,8
Горынь	87	Дворецкая	3,0
	88	Изяславская	3,4
	89	Славутская	3,0
	90	Острогская	2,1
	91	Томаховская	2,0
	92	Тучинская	3,9
	93	Злазненская	2,0
	94	Степанская	3,2
	95	Бережницкая	4,5
	96	Дубровицкая	1,8
	97	Столинская	2,5
Случь	98	Ждановская	2,9
	99	Остропольская	6,2
	100	Новомиропольская	5,1
	101	Гульская	6,0
	102	Новоград-Волинская	3,0
	103	Городницкая	2,0

Река	№ (на рис. 22)	Деформация	Относительная высота дефор- мации, м
Уборть	104	Березненская	4,5
	105	Сарнская	3,0
	106	Подлубская	2,1
	107	Олевская	3,8
	108	Пержанская	5,2
Словечна	109	Злодинская	6,8
	110(14)	Буйновичская	8,2
	111	Верхнесловечанская	9,0
	112(15)	Демидовская	10,0
Уж	113	Барашская	7,6
	114	Ушомирская	9,0
	115	Каменская	3,0
	116	Верхнемартыновичская	2,0
	117	Нижнемартыновичская	3,0
	118	Глинская	2,9
Днепр (от г. Лое- ва до устья)	119(16)	Любечская	0,7
	120	Тетеревская	4,2
	121(17)	Трипольская	2,1
	122	Худяковская	2,0
	123(18)	Кременчугская	4,7
	124	Верхнеднепровская	10,0
	125	Днепропетровская	13,1
	126	Никопольская	2,0
	127	Каховская	1,5
Тетерев	128	Высокопечская	3,0
	129	Житомирская	2,2
	130	Песковская	2,8
Рось	131	Володарская	5,2
	132	Синявская	2,5
	133	Богуславская	5,9
	134	Корсунь-Шевченков- ская	6,9
Тясмин	135	Крещатикская	1,9
	136	Яровайская	1,0
	137	Гуляй-Городская	1,2
	138	Чигиринская	3,8
Базавлук	139	Лошкаревская	6,9
Ингулец	140	Лозоватская	9,6
	141	Криворожская	1,5
Снов	142	Карповичская	3,1
	143	Щорсовская	1,7
	144	Седневская	2,0
Десна	145	Каменская	0,9
	146	Чаплеевская	0,8
	147(19, 20)	Воловицкая	1,3
	148	Брусиловская	0,9
	149(21)	Черниговская	0,8
	150	Моровская	5,4
Сейм	151	Клепальская	1,1
	152	Путивльская	0,4
	153	Каменская	1,5
	154	Желдакская	0,5
	155	Мельненская	0,7
Остер	156(23, 24, 25)	Нежинская	2,0
	157	Остерская	3,7
Трубейж	158(28)	Верхнерусановская	1,8
	159(28)	Барышевская	1,8
	160	Переяслав-Хмельницкая	2,8

Река	№ (на рис. 22)	Деформация	Относительная высота дефор- мации, м
Супой	161	Згуровская	2,9
	162	Богдановская	2,6
	163	Гельмязевская	3,2
Сула	164	Сульская	3,9
	165	Верхненедригайловская	1,7
	166	Нижненедригайловская	0,8
	167 (29)	Роменская	1,6
	168 (30)	Свиридовская	3,5
	169	Сенчанская	5,0
	170 (31, 30)	Исачковско-Солоницкая	2,0
	171 (33)	Липовская	4,9
Б. Ромен	172	Фесовская	2,5
	173 (34, 35)	Дмитриевская	4,0
Удай	174	Редьковская	0,8
	175 (39, 40)	Прилукская	2,2
	176 (41, 42)	Дегтярская	2,0
	177	Пирятинская	2,7
	178	Городищенская	2,5
Псел	179	Сумская	3,9
	180 (44)	Каменская	3,0
	181	Гадячская	2,2
	182	Савинцовская	2,9
	183 (45)	Остапьевская	4,1
Хорол	184 (46, 47)	Петровско-Роменская	2,0
	185 (48, 49)	Миргородская	3,3
	186 (50)	Хорольская	2,2
	187	Верхне-Федоровская	3,0
Ворскла	188	Верхне-Кириковская	2,7
	189	Ахтырская	2,9
	190 (51)	Рыбальская	3,0
	191 (54, 55)	Будищенская	3,0
	192 (56)	Полтавская	3,0
	193	Кобелякская	8,0
	194 (61)	Орельская	3,3
Орель	195 (62)	Кирносовская	1,9
	196	Китайгородская	1,9
Самара	197	Александровская	3,3
	198	Дмитриевская	2,0
	199	Терновская	3,2
	200	Новомосковская	3,3
Волчья	201	Александровская	2,5
	202	Каменская	2,0
	203	Григорьевская	2,9
	204	Павлоградская	6,0
Конка	205	Новокарловская	2,9
	206	Камышевахская	2,8

Реки северного побережья Азовского моря

Молочная (с Ток-мачкой)	207	Черниговская	6,0
	208	Кайкулакская	9,0
Берда	209	Белоцерковская	7,0
	210	Бердянская	4,0
Кальмиус	211	Староласпская	13,1

Бассейн Сев. Донца

Сев. Донец (в пре-делах УССР)	212 (70)	Чугуевская	1,4
	213 (71, 72, 73, 74)	Шебелинско - Балакле-ская	5,0

Река	№ (на рис. 22)	Деформация	Относительная высота дефор- мации, м
Уды	214 (75)	Протопоповская	2,7
	215 (77, 78)	Изюмская	1,5
	216 (79)	Маякская	3,0
	217 (80, 81)	Рубежняянская	4,8
	218 (82)	Крымская	2,0
	219	Николаевская	1,5
	220	Криворотовская	3,8
	221 (69)	Старопокровская	2,6
Лопань	222	Безрукская	3,2
	223	Дергачская	4,0
	224	Харьковская	2,0
Берека	225 (84, 85)	Алексеевская	2,1
	226	Бинаковская	3,0
	227 (86)	Петровская	3,1
Казенный Торец	228	Верхнекрасненская	3,1
	229	Артемовская	3,0
	230 (87)	Дружковская	2,9
	231 (88)	Славянская	2,8
Бахмутка	232	Артемовская	2,5
	233	Ямская	1,8
	234	Луганская	2,0
Оскол	235	Купянско-Сеньковская	1,5
	236 (89)	Краснооскольская	1,5
Красная	237	Новокрасненская	2,6
	238 (90)	Поповская	3,0
Айдар	239	Новопокровская	1,6
	240	Шульгинская	1,7
	241	Передельская	2,6
Деркул	242	Новодеркульская	3,1
	243	Титовская	1,5
	244	Нижегерасимовская	1,6

* В скобках указаны номера известных локальных структур, к которым приурочены относительные деформации (см. рис. 22).

крайней западной части — междуречья Днестр — Прут, опускающейся со скоростью до -2 мм/год , и перекопского участка, поднимающегося со скоростью более 2 мм/год , и полосы, окружающей локальные опускания в районе Бахмутской котловины.

Опускания установлены в северо-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, по северо-восточному побережью Северного Крыма и черноморскому побережью Причерноморской низменности, в юго-западной части Причерноморской низменности, в Бахмутской котловине и на отдельных небольших участках кристаллического щита, выявленных повторной нивелировкой по линии Киев — Фастов — Казатин — Жмеринка.

Обращает на себя внимание сравнительно небольшая густота сети повторных нивелировок, что определяется количеством линий, по которым ранее выполнялось достаточно точное нивелирование, в связи с чем рассматриваемая карта весьма неполно характеризует сложную картину дифференцированных движений земной коры. В частности, не вызывает сомнения наличие дифференцированных по скорости движений в районах локальных структур Днепровско-Донецкой впадины, в Карпатах, Горном Крыму, на Донбассе и во многих других местах, однако эти

структуры не пересекаются линиями повторных нивелировок и поэтому не показаны на карте.

В настоящее время начаты работы по созданию опытного полигона в Крыму, где будет проводиться весь комплекс необходимых исследований; однако представляется необходимым вести подготовительные работы по созданию еще нескольких полигонов. Первоочередными, с нашей точки зрения, являются полигоны в Карпатах и в районе Криво-рожья. Пока очень мало сделано по сопоставлению результатов повторных нивелировок с результатами высокоточных геофизических исследований, по изучению короткопериодных колебаний земной коры, по использованию данных о современных движениях земной коры для прогнозирования землетрясений, по изучению горизонтальных движений земной коры.

ВЫВОДЫ

1. Неотектонические движения охватывают всю территорию платформенной части СССР и проявляются на всем протяжении неотектонического (неоген-четвертичного) этапа.

2. Неотектонические движения имеют колебательный характер — они дифференцированы во времени и пространстве. Изменяется не только скорость движений, но и их направленность, неоднократные инверсии являются одной из важнейших характерных черт неотектонических движений. Почти все части изучавшейся территории пережили инверсии движений. Инверсии не устанавливаются только в пределах Донецкого складчатого сооружения и приазовской части Украинского кристаллического щита, где происходили неравномерные поднятия.

3. Неотектонические движения представляют собой наложение колебательных движений разных периодов и амплитуд начиная от суточных колебаний, обусловленных приливо-отливными явлениями, изменениями барических условий и другими факторами, и выявляемых при помощи наклонных и стационарных гравиметрических наблюдений, колебаний, устанавливаемых методом повторных нивелировок и футшточных наблюдений, характеризующих интервал времени в несколько десятилетий, и до колебаний, изучаемых геологическими и геоморфологическими методами.

Только для современных вертикальных движений земной коры, выявляемых инструментальными методами, можно с достаточной определенностью говорить о скорости движений, устанавливаемой путем деления амплитуды движений на время между наблюдениями. В остальных случаях речь может идти только о суммарных амплитудах движений. Попытки получения представления о скоростях движений на основании суммарных амплитуд приводят к необоснованному выводу о нарастании скоростей неотектонических движений во времени. Скорости современных поднятий в Карпатах достигают 11 мм/год , суммарная амплитуда за неоген-четвертичный период не превышает 2000 м , что отвечало бы средней скорости всего $0,07 \text{ мм/год}$ в течение отрезков времени, измеряемых десятилетиями.

Колебательным характером движений объясняется тот факт, что частное от деления суммарных амплитуд на длительность характеризующего промежутка времени, которое некоторыми исследователями неправильно принимается за скорость движений, уменьшается при увеличении длительности этого промежутка времени.

4. В связи с приведенными обстоятельствами очевидна недостаточность для полной характеристики неотектонических движений только одной карты суммарных амплитуд за весь неотектонический этап. Для этой цели необходимо составление целой серии неотектонических карт для возможно более дробных отрезков времени.

5. Методика составления неотектонических карт для отдельных эпох и веков будет различной в связи с конкретными особенностями того или иного времени. В неогене, когда на территории платформенной части СССР были значительно распространены морские эпиконтинентальные бассейны, основным критерием для выявления суммарных амплитуд неотектонических движений является анализ гипсометрии кровли морских

отложений соответствующего возраста и гипсометрии разновозрастных им поверхностей выравнивания, а также мощностей морских отложений и разниц высот между поверхностями выравнивания. В четвертичном периоде происходило формирование современной речной сети, в связи с чем для выявления суммарных амплитуд анализируются превышения поверхностей речных террас и синхронных геоморфологических уровней над урезами воды в реках, учитываются фациальный состав и мощности четвертичных отложений разных генетических типов. Для выявления голоценовых движений наиболее эффективным оказалось изучение продольных профилей рек (по специально разработанной методике) и сопоставление полученных результатов с материалами о морфологии пойменных террас, фациальном составе и о мощностях аллювиальных отложений.

6. Поэтапное изучение неотектонических движений платформенной части СССР позволяет выделить три основные фазы в развитии неотектонических движений: а) на границе между палеогеном и неогеном, когда произошли горообразовательные движения в альпийских геосинклиналях и на большей части платформы после регрессии харьковского моря установился континентальный режим; б) в конце среднего сармата, к которому относится инверсия движений в западной части СССР, установление здесь континентального режима и развитие интенсивных поднятий; в) в начале четвертичного периода, знаменующегося континентальным развитием почти всей территории, формированием современной речной сети, резкой сменой климата и условий осадконакопления.

7. Неотектонические движения и создаваемые ими структуры находятся в тесной зависимости от более древних структурных особенностей территории, они в известном смысле унаследованы. Такая зависимость позволяет судить о степени неотектонической активности древних структур и различать структуры, проявлявшие и не проявлявшие активности в неоген-четвертичном периоде или на отдельных его этапах.

8. В неоген-четвертичном периоде земная кора обладает высокой степенью консолидации, что обуславливает преобладание дизъюнктивных, а не пликативных нарушений. Неотектонические исследования подтверждают преимущественно блоковый характер послеальпийской тектоники. Неотектонические движения являются результатом сложных и пока мало изученных процессов, происходящих в земной коре и в подкорковых массах.

Разрядка возникающих напряжений приурочена к более слабым зонам, к которым относятся тектонические разломы, разделяющие отдельные блоки. Кроме глубинных процессов, нельзя не учитывать влияния на движения земной коры и процессов, связанных с метаморфизмом горных пород, выщелачиванием солей, гидратацией и дегидратацией и др.

9. На протяжении всего неотектонического этапа и особенно в четвертичном периоде на территории платформенной части СССР поднятия преобладают над опусканиями. Нет оснований для утверждения о развитии движений в направлении изостатической компенсации и о ведущей роли ледниковых нагрузок и разгрузок в четвертичном периоде.

10. Практическое значение выполненных исследований заключается в следующем: а) получении новых возможностей для изучения тектонической активности разломных и брахиантклинальных структур, представляющих интерес с точки зрения концентрации тех или иных полезных ископаемых; б) установлении ряда признаков тектонической активности локальных структур, что позволяет путем неотектонических исследований выделить районы, перспективные с точки зрения поисков этих структур, ранее здесь не выявленных. В частности, в результате неотектонических исследований рекомендован для более детального изучения

ряд районов в Днепро-Донецкой впадине, на Украинском кристаллическом щите и в других регионах; в) при поисках и разведке рассыпных месторождений, что основывается на четких закономерных связях между развитием неотектонических движений и мощностями, фациальным составом, условиями концентрации тяжелых минералов в аллювиальных отложениях; г) при инженерно-геологических исследованиях, главным образом при инженерно-геологическом районировании, когда возникает необходимость выявления зон повышенной тектонической активности, по которым происходят разрядки напряжений, при проектировании крупных сооружений большой протяженности, на которых могут сказаться различия в скоростях и даже направлении современных движений. Особыми задачами является прогноз колебаний поверхности земли, возникающих в результате гидратации и дегидратации глинистых горных пород при откачках подземных вод и повышенной инфильтрации в грунт в районах промышленного и гражданского строительства, а также в результате производства горных работ; д) при высокоточных геодезических работах.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А. К., Гидрогеологическое исследование долины р. Ингульца, Одесса, 1928.
- Алексеев А. К., Геологическая съемка Криворожья в м-бе 1:126 000, Труды ВГРО, 1934.
- Алферьев Г. П., Некоторые соображения о молодых движениях Карпат, Труды Львовск. геол. о-ва, геол. серия, в. 1, 1948.
- Андрусов Н. И., Палеогеографические карты Черноморской обл. в верхнеплиоценовую, понтическую, чаудинскую эпоху и в эпоху эвксинского озера, БМОИП, отд. геол., т. 34, № 3—4, 1926.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М., Геологическая история Черного моря, БМОИП, отд. геол., т. X(I), 1932.
- Архангельский А. Д., Геологическое строение и геологическая история СССР, Избранные труды, Изд-во АН СССР, 1954а.
- Архангельский А. Д., Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород, Избранные труды, Изд-во АН СССР, 1954б.
- Бабак В. И., Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты неотектоники Крыма, Матер. совещ. по изуч. четв. пер., т. II, Изд-во АН СССР, 1961а.
- Бабак В. И., Метод построения палеотектонических карт для изучения истории новейших тектонических движений, сб. «Неотектоника СССР», Изд-во АН Латв. ССР, 1961б.
- Бачманов А. П., Высотные смещения земной поверхности на территории г. Одессы, Труды Одесск. гидрометеорол. ин-та, в. XII, 1957.
- Белоусов В. В., Изучение мощности отложений как метод неотектонического анализа и применение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа, «Пробл. сов. геол.», т. VII, № 2, 1937.
- Белоусов В. В., Колебательные движения земной коры и формирование осадочных толщ, «Советская геология», т. IX, 1939.
- Белоусов В. В., Колебательные движения земной коры, их развитие, свойства и задачи их изучения, Труды Совещ. по метод. изуч. движений и деформ. земн. коры, Геодезиздат, 1948.
- Белоусов В. В., Основные вопросы геотектоники, Гостоптехиздат, 1954, 1962.
- Бельский С. В., Геологичні дослідні Коростенського району року 1926, Житомир, 1931.
- Біленко Д. К., Матеріали до геологічної історії долини Верхнього і Середнього Дніпра, Вид-во АН УРСР, 1939.
- Биленко Д. К., О куальницком возрасте богдановской эрозионной ступени левобережья Среднего Днепра, «Советская геология», № 1, 1941.
- Богомолов Г. В., Геологические структуры Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа, сб. «Геология и полезн. ископ. БССР», № 1, Госгеолгиздат, 1946.
- Боллг А., Очерки по геоморфологии, Перев. с франц., ИЛ, 1956.
- Бондарчук В. Г., Четвертинні поклади північної частини УРСР, Четв. пер., в. 9, ВУАН, 1935а.
- Бондарчук В. Г., До питання про четвертинні відклади низу р. Прип'яті, Четв. пер., в. II, Вид-во АН УРСР, 1935б.
- Бондарчук В. Г., Будова четвертинного покриву УРСР, його стратифікація і стратиграфія, Вісті АН УРСР, № 2, 1937а.
- Бондарчук В. Г., О геоморфологии Днепровско-Донецкой впадины и направлении поисков соляных структур, «Разведка недр», № 2, 1937б.
- Бондарчук В. Г., О стратификации и стратиграфии лессового покрова УССР, «Пробл. сов. геол.», т. VIII, № 1, 1938.
- Бондарчук В. Г., Еще о неогеновых и четвертичных террасах Украины, «Советская геология», т. IX, № 10—11, 1939.
- Бондарчук В. Г., Геологічна будова УРСР, вид-во «Радянська школа», 1947.
- Бондарчук В. Г., Стратиграфічний поділ четвертинних відкладів півд.-зах. частини Російської рівнини, ДАН УРСР, № 3, 1955.
- Бондарчук В. Г., Геологія України, Вид-во АН УРСР, 1959а.
- Бондарчук В. Г. та ін., Геоморфологічне районування Української РСР і Молдавської РСР, ДАН УРСР, № 4, 1959б.

- Бондарчук В. Г., Загорій П. К., Соколовський І. Л., Рухи земної кори на території УРСР та МРСР після альпійського орогенезу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, в. 4, 1959в.
- Бондарчук В. Г., Строение четвертичных отложений и геология квартера Украины, Четв. пер., в. 13—15, Изд-во АН УССР, 1961а.
- Бондарчук В. Г. и др., Геологическая история рельефа и формирование четвертичного (антропогенного) покрова Украинской ССР, там же, 1961б.
- Бондарчук В. Г., Загорій П. К., Соколовський І. Л., Новейшие тектонические движения территории Украинской ССР и Молдавской ССР, сб. «Неотектоника СССР», Рига, 1961в.
- Бондарчук В. Г. и др., Геоморфологическая карта УССР, Географический атлас УССР, Изд-во АН УССР, 1962а.
- Bondarchuk V. G., Zamoryu P. K., Sokolovsky I. L., Map of the Neotectonic Movements of the Earth's Crust in the Territory of the Ukraine and Moldavia, «Quaternaria», V, Roma, 1962б.
- Бондарчук В. Г., Геологічна будова Української РСР, вид-во «Радянська школа», 1963.
- Веклич М. Ф., Четвертинні відклади правобережжя Середнього Дніпра, Вид-во АН УРСР, 1958.
- Великий Г. Г., Некоторые данные проявления четвертичной тектоники в долине Днепра, изд. Львов. геол. о-ва, 1959.
- Вознесенський О. Н., Умови формування Донецького кряжа, Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, № 4, 1958.
- Волков Н. Г., Опыт количественной характеристики деформаций продольных профилей рек Збруча и Жванича в целях неотектонического анализа, Четв. пер., в. 13—15, Изд-во АН УССР, 1961а.
- Волков М. Г., Досвід складання карти падінь річок Середнього Придніпров'я та її тектонічна інтерпретація, ДАН УРСР, № 12, 1961б.
- Волков М. Г., Дослідження поздовжнього профілю ріки Смотрич у цілях неотектонічного аналізу, Геол. журн. АН УРСР, т. XXI, в. 4, 1961в.
- Волков М. Г., Дослідження поздовжніх профілів деяких річок південно-східної частини Подільської плати з метою неотектонічного аналізу, Географ. зб. Укр. географ. т-ва, № 6, 1962а.
- Волков М. Г., Значення відносних висот терасових рівнів лівобережжя Середнього Дніпра для встановлення амплітуд неотектонічних рухів, Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, в. 2, 1962б.
- Волков Н. Г., Методика складання нового виду морфометричної карти — карти ізодиф УРСР, Тези доповідей наук. конф. по атласу природн. ресурсів УРСР, Вид-во КДУ, 1963.
- Волков Н. Г., К методике тектонического анализа продольных профилей рек, Изв. АН СССР, серия географ., № 2, 1964а.
- Волков Н. Г., Карта изодиф Днепровско-Донецкой впадины и ее тектоническая интерпретация, ДАН СССР, т. 155, № 5, 1964б.
- Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. Труды III сессии Всесоюз. палеонтолог. о-ва, Госгеолгиздат, 1959.
- Вопросы эрозии и стока, Сб. статей, Изд-во МГУ, 1962.
- Выржиковский Р. Р., Предварительный отчет об изучении разведочных буровых скважин на дне Южно-Бугского лимана и некоторые замечания к геологии этого лимана, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., в. 6, 1925.
- Виржиковський Р. Р., Геологічний нарис Шоболатського озера, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., в. 8, 1926.
- Выржиковский Р. Р., Современная трансгрессия Черного моря, Вестн. Укр. отд. Геол. ком., в. 11, 1928.
- Выржиковский Р. Р., Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья, Вісн. УРГРУ, в. 14, 1929.
- Виржиковський Р. Р., Деякі зауваження і припущення про будову Криму і його четвертинну історію, Уч. зап. Харківськ. ун-ту, № 4, 1936а.
- Выржиковский Р. Р., Новейшие движения земной коры на Украине, «Пробл. сов. геол.», т. VI, № 5, 1936б.
- Галицкий В. И., Новейшие тектонические движения и их влияние на формирование рельефа центральной части Днепровско-Донецкой впадины, сб. «Природн. ресурсы левобережн. Украины и их использование», Материалы межвед. научн. конф., т. I, Изд-во ХГУ, 1961.
- Гельмерсен Г. П., Чудское озеро и верховье р. Наровы, Зап. Академии наук, т. VII, № 2, 1865.
- Геоморфологическая карта СССР, Госгеолгиздат, 1960.
- Герасимов И. П., Марков К. К., Четвертичная геология, Учпедгиз, 1939а.
- Герасимов И. П. и Марков К. К., Ледниковый период на территории СССР, Труды Ин-та геогр. АН СССР, в. 33, 1939б.
- Герасимов И. П., Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР, Пробл. физ. геогр., XII, 1946а.

- Герасимов И. П., Марков К. К., Основные задачи изучения палеогеографии четвертичного периода на территории СССР, Труды Ин-та геогр. АН СССР, в. 37, 1946б.
- Герасимов И. П., Современные движения и новейшая тектоника, Пробл. физ. геогр., сб. XV, 1950.
- Герасимов И. П., Применение геоморфологических методов при сейсмотектонических исследованиях, Труды Геофиз. ин-та, № 25/152, Проблемы прогноза землетряс., Изд-во АН СССР, 1954.
- Геренчук К. И., О речных перехватах в Прикарпатье, Изв. ВГО, т. 79, в. 3, 1947.
- Геренчук К. И., Геоморфология Подолии, Наук. зап. Чернівецьк. ун-ту, т. VIII, серия геол.-геогр. наук, в. 2, 1950.
- Геренчук К. И., Орогенетика Украинской ССР, Уч. зап. Черновицк. ун-та, серия геол.-геогр. наук, в. 3, 1953.
- Геренчук К. И., Геоморфологічні спостереження на Дністровсько-Санському межиріччі, Геогр. зб. географ. т-ва УРСР, в. 1, 1956а.
- Геренчук К. И., Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатья, Изв. ВГО, т. 88, в. 1, 1956б.
- Геренчук К. И., О роли тектоники в развитии орографии Русской равнины, Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1957.
- Геренчук К. И., Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины, Изд-во Львовск. ун-та, 1960.
- Глухов Н. Г., Некоторые данные о четвертичных отложениях в присивашской части Степного Крыма, БМОИП, отд. геол., т. XXXI (3), 1956.
- Гожик П. Ф., До питання геоморфології долини р. Прут, ДАН УРСР, № 7, 1962.
- Гожик П. Ф., Тектонічні деформації поздовжнього профілю р. Прут, ДАН УРСР, № 10, 1963.
- Гойжевський О. О., Конкський розлом, Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, в. 4, 1958.
- Гойжевський О. О., Тектоніка північно-східної частини Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, в. 6, 1962.
- Головкинский Н. А., О послетретичных образованиях на Волге в ее среднем течении, Изв. и учен. зап. Казанск. ун-та, т. I, в. 5, 1865.
- Горелов С. К., Некоторые закономерности новейшей тектоники локальных структур Поволжья и Сев. Кавказа, ДАН СССР, т. 126, № 1, 1959.
- Горецкий Г. И., Об одном способе палеогеографической реконструкции некоторых элементов пойменного ландшафта, сб. «Вопр. геогр.», 3, 1947.
- Горецкий Г. И., Из наблюдений пад молодыми террасами среднего течения реки Чусовой, Труды Ин-та географ. АН СССР, т. XXXIX, 1948.
- Гофштейн И. Д., Післятортонські дислокації в пониззі р. Золстої Липи (басейн Дністра), ДАН УРСР, № 6, 1958а.
- Гофштейн И. Д., К истории долины Верхнего Днестра, ДАН СССР, т. 120, № 1, 1958б.
- Гофштейн И. Д., О размахе новейших тектонических движений в Приднестровье, ДАН СССР, т. 126, № 1, 1959.
- Гофштейн И. Д., О террасах Днестра и новейших движениях в Приднестровье, Бюлл. комисс. по изуч. четв. пер., № 25, 1960а.
- Гофштейн И. Д., Про поверхні вирівнювання Передкарпаття в межах басейну Дністра, ДАН УРСР, № 11, 1960б.
- Гофштейн И. Д., О некоторых неотектонических явлениях в Приднестровье, Матер. Всесоюз. совещ. по изуч. четв. пер., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гофштейн И. Д., Неотектоника і морфогенез верхнього Придністров'я, Вид-во АН УРСР, 1962.
- Гофштейн И. Д., Сейсмотектоника Закарпатья, ДАН СССР, т. 148, № 3, 1963.
- Григорьев С. В., О типе рек Карело-Мурманского края (новый метод анализа продольного профиля рек), Бел.-Балт. комбинат, Ежемес. техн.-эконом. журн., № 4 (15), 1936.
- Григорьев С. В., Потенциальные энергоресурсы малых рек СССР, Труды н.-и. учрежд. ГУГМС, серия IV, в. 34, 1946.
- Громов В. И., Главнейшие итоги изучения в СССР четверт. периода за 25 лет, Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1943.
- Дементьев В. А., Материалы по методике комплексного геоморфологического изучения речных террас, Изв. ГГО, т. 70, в. 4—5, 1938.
- Дементьев В. А., Основные черты рельефа Белорусского Полесья, Труды компл. эксп. по изуч. водоемов Полесья, Изд-во Белорус. ун-та, 1956.
- Дзенс-Литовская Н. Н., Основные черты палеогеографии Степного Крыма, Вестн. Ленингр. ун-та, № 18, серия геол. и геогр., в. 3, 1957.
- Дзенс-Литовский А. И., Пересыпи и косы Крымских соляных озер, Изв. гос. геогр. о-ва, т. 65, № 6, 1933.
- Дмитриев М. И., Рельеф УРСР (геоморфологічн. нарис), Харків, 1936.
- Дмитриев Н. И., О направлении поисков соляных структур в Днепровской впадине, «Разведка недр», № 14, 1937.
- Дмитриев Н. И., К палеогеографии Украинской ССР в эпоху максимального днепровского оледенения и в последнюю межледниковую эпоху, Матер. по четв. пер. СССР, в. 3, 1952.
- Докучаев В. В., Способы образования речных долин Европейской России, Труды о-ва естествоисп., т. IX, 1878.
- Думитрашко Н. В. и др., Рельеф и новейшая тектоника юго-восточного Кавказа, Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Ермаков Н. П., Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат, Труды Львовск. геол. о-ва, геол. серия, в. 1, 1948.
- Живаго А. В., Зенин В. А. и др., Некоторые итоги изучения современных тектонических движений в западной половине Европейской части СССР, Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1956.
- Жирмунский А. М., Новые данные по тектонике, геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений БССР и западной области РСФСР, Труды н.-и. геол.-развед. ин-та, в. 17, 1934.
- Жуков М. М., Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат, Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1961.
- Заморій П. К., Епейрогенічні рухи північного узбережжя Чорного і Азовського морів за четвертинного періоду, Наук. зап. КДУ, т. V, в. 1, 1946а.
- Заморій П. К., Молявко Г. І., Геологічний опис долини р. Молочної і Молочного лиману, Зб. робіт компл. експ. АН УРСР по дослідж. Молочн. лиману, 1946б.
- Заморій П. К., До питання про рухи земної кори під час четвертинного періоду на Україні, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 4, 1948а.
- Заморій П. К., Епейрогенічні рухи земної кори за четвертинного періоду на території Молдавської РСР та Ізмайльської області УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 1—2, 1948б.
- Заморій П. К., Ромоданова А. П., Поховані торфовища України, Наук. зап. Київськ. ун-ту, т. VII, в. 5, Геол. зб., № 2, 1948 в.
- Заморій П. К., Ромоданова А. П., До питання про час утворення Бузького лиману, ДАН УРСР, № 4, 1949.
- Заморій П. К., Рухи земної кори за четвертинного періоду на території УРСР, Наук. зап. КДУ, т. IX, в. 3, 1950 а.
- Заморій П. К., Неотектоника УССР, Матер. по четв. пер. СССР, в. 2, 1950б.
- Заморій П. К., Четвертинные отложения Украинской ССР, Изд-во АН УССР, 1954.
- Заморій П. К., Четвертинні відклади Українського Полісся, Нариси про природу і сільське господарство Укр. Полісся, Вид-во КДУ, 1955.
- Заморій П. К., Молявко Г. І., Геологія і геоморфологія Сиваша і Присиваш'я, Компл. използ. соляних ресурсів Сиваша і Перекопск. озера, Изд-во АН УССР, 1958.
- Заморій П. К., Молявко Г. І., К вопросу о стратиграфическом подразделении антропогенной (четвертичной) системы и ее нижней границе на Украине, Четв. пер., в. 13—15, 1961 а.
- Заморій П. К., Четвертинні відклади Української РСР, Вид-во Київськ. ун-ту, 1961 б.
- Зенкович В. П., Методы определения вертикальных движений по морфологии берегов, Труды совещ. по методам изуч. движений и деформаций земной коры, Геодезиздат, 1948.
- Зятькова Л. К., Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур, Труды Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, в. 14, 1961а.
- Зятькова Л. К., Петров Е. Н., Анализ продольных профилей рек в целях поисков структур в Западно-Сибирской низменности, Изв. АН СССР, серия географ., № 3, 1961 б.
- Иванов П. В., Метод количественной характеристики формы продольного профиля реки, Изв. ВГО, т. 83, в. 6, 1951.
- Иванова И. К., Геологические условия нахождения палеолитических стоянок среднего Поднестровья, Труды комисс. по изуч. четв. пер., т. XV, 1959.
- Измайлова Н. В., О развитии плана гидрографической сети на междуречье Ю. Буг — Днестр, Труды Одесск. ун-та, т. 145, серия геол. и геогр. наук, в. 3, 1955.
- Измайлова Н. В., О строении террас Днепра в районе водохранилища им. Ленина и о четвертичных колебательных движениях этого района, ДАН СССР, т. 108, № 4, 1956.
- Измайлова Н. В., Про тераси долин Дніпра на ділянках Дніпровсько-Каховського водосховища і коливальний рух цього району, Праці Одеск. ун-ту, т. 147, «серія геол. та геогр. наук», в. 5, 1957.
- Каманин Л. Г., К вопросу о террасах нижнего течения р. Днепра, Зап. Киевск. о-ва естеств., т. XXVII, в. 3, 1928.
- Каманин Л. Г., Эберзин А. Г., К вопросу о возрасте террас Днестра, Труды Ин-та геогр., т. 51, в. 6, 1952.
- Каптаренко О. К., Тераси р. Півд. Буг в межах Української кристалічної смуги, Четв. пер., Вид-во АН УРСР, в. 3, 1931.

- Карлов Н. Н., Поднимается или опускается среднее Приднепровье?, «Природа», № 6, 1948.
- Карта новейшей тектоники СССР, Изд-во АН СССР и МГОН, 1959.
- Карпинский А. П., О результатах некоторых буровых работ в бассейне Припяти, СПб., 1907.
- Карпинский А. П., Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды (1887), сб. «Очерки геологического прошлого Европейской России», Изд-во АН СССР, 1947 а.
- Карпинский А. П., Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России (1894), там же, 1947 б.
- Кожурина М. С., Геоморфологічна будова долини ріки Прут у Прикарпатті, Праці експ. по компл. вивч. Карпат і Прикарпаття, т. III, серія геол.-географ., 1956 а.
- Кожурина М. С., Опыт исследования продольных профилей некоторых рек Прикарпатия для целей тектонического анализа, Изв. ВГО, т. 88, 1956 б.
- Кожурина М. С., Головні риси геоморфологічної будови Чернівецької обл., Вісті Чернівецьк. відд. геогр. т-ва СРСР, в. 1, 1958.
- Кожурина М. С., До історії геологічного розвитку басейну і долини р. Прут в межах Буковини, Праці експ. по компл. вивч. Карпат і Прикарпаття, т. V, серія географ., 1960.
- Козловский Д. А., Русловые процессы и современные вертикальные движения земной коры, Пробл. физ. географ., т. XVI, 1951.
- Козловский Д. А., Гидрологический метод учета современных вертикальных движений земной коры, Географ. сб. ВГО, в. 1, 1952.
- Коржув С. С., Рельеф Припятского Полесья, Изд-во АН СССР, 1960.
- Крашенинникова О. В., Слензак И. Е., Про фаціальні особливості олігоценових покладів в зоні солянокупольних структур Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 4, 1946.
- Крашенинникова О. В., Слензак И. Е., Неоген Днепровско-Донецкой впадины, Изд-во Киевск. ун-та, 1951.
- Крокос В. И., Материалы для характеристики четвертичных отложений вост. и южной Украины, Матер. по дослідж. ґрунтів України, т. I, в. 5, Харків, 1927.
- Ламакин В. В., Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений, «Землеведение», т. 2 (42), 1948.
- Лапчик Т. Ю., До геоморфології долини р. Інгульця в частині між х. Білоусовим і с. Івано-Леуцьким (Іванівкою), Геол. журн. АН УРСР, т. I, в. 3—4, 1935.
- Лапчик Т. Ю., Характеристика неогенових відкладів пониззя Інгульця, Тр. Ін-ту геол. АН УРСР, 1936.
- Леваковский И. Ф., Способ и время образования долин на юге России, Харьков, 1869.
- Леваковский И. Ф., О причинах различия в форме речных долин, Труды о-ва испыт. прир. при Харьк. ун-те, т. III, 1871.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., О вековых перемещениях суши и моря, Уч. зап. Дерптского ун-та, № 1, 1893.
- Лепікаш Л., Молявко Г. І., Геологічні досліді в північній частині Кримської АССР, Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 2, 1936.
- Ле-Пле, Исследование каменноугольного Донецкого кряжа (Донецкого бассейна), произведенное в 1837—1839 гг. по распоряжению А. Н. Демидова, М., 1854.
- Личков Б. Л., Основная закономерность вековых поднятий и опусканий земной коры, «Природа», № 4, 1927.
- Личков Б. Л., О строении речных долин Украины, Изд-во АН СССР, 1931.
- Личков Б. Л., По поводу предгорных климатических террас в Крыму, Труды Геоморф. ин-та, в. 3, 1932.
- Личков Б. Л., Об эпейрогенических движениях на Русской равнине, Труды Геоморф. ин-та, в. 10, 1934.
- Личков Б. Л., Пояса полесий и происхождение основных элементов рельефа Русской равнины, Изв. АН СССР, серия геогр. и геоф., т. VIII, № 1, 1944.
- Ломоносов М. В., О слоях земных. Прибавление второе к «Первым основаниям металлургии и рудных тел» (1763), Гостоптехиздат, 1949.
- Лунгерсгаузен Л. Ф., Деякі риси четвертичної геоморфології УРСР, Наук. зап. КДУ, нов. серія, т. I, в. II, Геол. збірн., № 1, 1935.
- Лунгерсгаузен Л. Ф., Террасы Днестра, ДАН СССР, т. XIX, № 4, 1938а.
- Лунгерсгаузен Л. Ф., Этапы развития Подольской платформы и ее причерноморского склона, Труды нефт. конф., 1938б.
- Лунгерсгаузен Л. Ф., Геологічна еволюція Поділля і Південного Наддністров'я, Труды молодых ученых Украины, К., 1941.
- Луцицкий В. И., Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы, БМОИП, отд. геол., т. VIII, в. 3—4, 1930.
- Луцицкий В. И., Лебедев П. И., Петрография Украины, кн. «Петрография СССР», серия I, в. 3, Изд-во АН СССР, 1934.
- Лычагин Г. А., Современные тектонические движения на западном побережье Крыма, БМОИП, отд. геол., т. 33, № 3, 1958.
- Львова Е. В., Геоморфология та неотектоніка Степового Криму, Геогр. зб., № 4, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Маккавеев Н. И., Особенности формирования русел в низовьях равнинных рек, Пробл. физ. географии, сб. XVI, Изд-во АН СССР, 1955а.
- Маккавеев Н. И., Русло реки и эрозия в ее бассейне, Изд-во АН СССР, 1955б.
- Маккавеев Н. И., Хмелевая Н. В. и др., Экспериментальная геоморфология, Изд-во МГУ, 1961.
- Маккавеев Н. И., Хмелевая Н. В. и др., Некоторые закономерности формирования продольного профиля рек по данным экспериментальных исследований, кн. «Вопросы эрозии и стока», Изд-во МГУ, 1962.
- Маков К. И., Этапы розвитку Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 3, 1939.
- Маков К. И., Молявко Г. И., Палеогеографические схемы Причерноморья, Матер. по геол. и гидрогеол., сб. I, Госгеолиздат, К.—М., 1940.
- Маринич О. М., Про походження врізаних меандрів р. Дністра, Наук. зап. Київськ. ун-ту, т. IX, в. 1, 1950.
- Маринич О. М., Основні риси будови та історії розвитку річкових долин Українського Полісся, Геогр. зб. Геогр. т-ва УРСР, в. 1, 1956.
- Маринич А. М., Роль четвертичних отложений в строении рельефа Украинского Полесья, Матер. Всесоюз. совещ. по изуч. четв. пер., т. II, 1961а.
- Маринич А. М., О яркости рельефа равнин (на примере Украины), XIX Международный географич. конгресс в Стокгольме, М., 1961б.
- Маринич А. М., Геоморфология южного Полесья, Изд-во КГУ, 1963.
- Марков К. К., Геоморфологические методы изучения движений земной коры, Труды совещ. по методам изуч. движ. и деформациям земной коры, Геодезиздат, 1948а.
- Марков К. К., Основные проблемы геоморфологии, Географиз, 1948б.
- Мещеряков Ю. А., К постановке морфометрических исследований Русской долины, Вопросы географии, сб. 15, Географиз, 1949.
- Мещеряков Ю. А. и Синягина М. И., Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного нивелирования, Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1955.
- Мещеряков Ю. А., Филькин В. А., Опыт составления карты падений рек и ее тектонической интерпретации, Вопр. применения картографич. методов при географич. исследованиях, М., 1960 а.
- Мещеряков Ю. А., Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники, сб. «Геоморф. и новейшая тектоника Волго-Уральск. обл. и южн. Урала», Уфа, 1960б.
- Мещеряков Ю. А., Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины, Изд-во АН СССР, 1961а.
- Мещеряков Ю. А., Синягина М. И., Состояние знаний о современных движениях земной коры, сб. «Соврем. тектонич. движ. земн. коры и методы их изучения», Изд-во АН СССР, 1961б.
- Мещеряков Ю. А., Сетунская П. Е., Приемы количественной характеристики взаимосвязей природных явлений по картам с помощью коэффициентов корреляции, Изв. АН СССР, серия географ., № 1, 1961в.
- Мирчинк Г. Ф., Послетретичные отложения Черниговской губ. и их отношение к аналогичным образованиям остальных частей Европейской России, гл. 1 и 2 — прилож. № 1 к журн. «Вест. Моск. Горн. Академ.», М., 1923; гл. 3—9 — в Мемуарах геол. отд. о-ва любит. естеств., антропол. и этнограф., в. 4, М., 1925.
- Мирчинк Г. Ф., Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода, Труды II Междунар. четв. конф., АИЧПЕ, в. II, 1933.
- Мирчинк Г. Ф., О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР, Матер. по четв. пер. СССР, к докл. советск. делегации на III конф. Междунар. ассоц. по изуч. четв. пер., в. 1, Изд-во АН СССР, 1936.
- Мирчинк Г. Ф., Значение палеонтологии, археологии и новейших движений в обосновании стратиграфии и выяснении условий залегания четвертичн. отложений, БМОИП, отд. геол., т. XVIII (I), 1940.
- Молявко Г. І., Геологічні дослідження в Кримській АРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. IV, в. 3—4, 1937.
- Молявко Г. І., До стратиграфії пліоценових відкладів північно-східної частини Криму, Геол. журн. АН УРСР, т. I, в. 1—2, 1938.
- Молявко Г. І., Пухтинський М. Н., Сергеев О. Д., До питання про тектоніку неогенових відкладів лівобережжя низу р. Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 1, 1941.
- Молявко Г. І., Карангаські відклади в Криму, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 4, 1948.
- Молявко Г. І., Підоплічко І. Г., До палеогеографії Причорноморських степів півдня УРСР у неогені і антропогені, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, в. 1, 1955.
- Молявко Г. І., Неоген півдня України, Вид-во АН УРСР, 1960.
- Москвитин А., К вопросу о способе и времени образования морских и речных террас при самостоятельных движениях суши и моря за четвертичный период, Пробл. сов. геол., № 3, 1937.

- Мулика А. М., Геоморфология бассейна р. Молочной и Молочного лиману, зб. «Геол. та нафтогазоносність півдня України», Вид-во АН УРСР, 1963.
- Муратов М. В., Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран, Тектоника СССР, т. 2, Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В., История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей, БМОИП, отд. геол., № 1, 1951а.
- Муратов М. В., Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающих частях Черного моря, Сб. памяти А. Д. Архангельского, Изд-во АН СССР, 1951б.
- Муратов М. В., О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова, БМОИП, отд. геол., № 1, 1954.
- Муратов М. В., Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова, Госгеолиздат, 1960.
- Назаренко Д. П., По поводу неогеновых террас Украины, «Советская геология», № 7, 1940.
- Назаренко Д. П., О некоторых явлениях связи геоморфологии и тектоники Днепровско-Донецкой впадины, Уч. зап. ХГУ, т. VII, зап. геол. ф-та, т. II, 1955.
- Нейман В. Б., Вопросы методики палеотектонического анализа в платформенных условиях, Госгеолиздат, М., 1962.
- Николаев Н. И., Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений, «Советская геология», в. 16, 1947.
- Николаев Н. И., Новейшие тектонические движения и эвстатические колебания океанического уровня, Бюлл. комисс. по изуч. четв. пер., № 12, Изд-во АН СССР, 1948.
- Николаев Н. И., Новейшая тектоника СССР, Труды комисс. по изуч. четверт. пер., т. 8, Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И., Значение неотектоники в установлении нижней границы четвертичной системы и ее стратиграфического подразделения, Матер. четв. пер. СССР, в. 2, Изд-во АН СССР, 1950.
- Николаев Н. И., Шульц С. С., Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР, Матер. II совещания геоморф. комисс. АН СССР, 1959.
- Николаев Н. И., Методы изучения и принципы составления карт новейшей тектоники, «Землеведение», т. V (XIV), нов. серия, Изд-во МГУ, 1960а.
- Николаев Н. И., О природе современных тектонических движений и их изучении в районах строительства крупных гидротехнических сооружений, Труды МГРИ, т. XXXVIII, 1960б.
- Николаев Н. И., Неотектоника и некоторые итоги ее изучения в СССР, сб. «Неотектоника СССР», Изд-во Латв. ССР, 1961а.
- Николаев Н. И., Шульц С. С., Обзорная карта новейшей тектоники СССР и принципы ее составления, там же.
- Николаев Н. И., Основные черты неотектоники СССР, там же.
- Николаев Н. И., Практическое использование карты новейшей тектоники СССР масштаба 1:5 000 000, там же.
- Николаев Н. И., Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР (вопросы региональной и теоретической неотектоники), Госгеолиздат, М., 1962.
- Обручев В. А., Основные черты кинетики и пластики неотектоники, Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
- Палеографический атлас УССР, Изд-во АН УССР, 1960.
- Підгородський П. Д., До сучасних тектонічних рухів на Тарханкутському півострові, Географ. зб., № 4, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Проходский С. И., Черванев И. Г., Некоторые структурно-геоморфологические проявления Шебелинского поднятия, Изв. Харьк. отд. географ. о-ва, 1963а.
- Проходский С. И., О некоторых количественных методах структурно-геоморфологического анализа, Изв. Харьк. отд. географ. о-ва, 1963б.
- Радзівський В. І., Нова знахідка давньочетвертинних молюсків на Середньому Дністрі, ДАН УРСР, № 6, 1957.
- Раскатов Г. И., Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР, «Землеведение», № 4, 1957.
- Різниченко В. В., До питання про стратиграфію та тектоніку терас Дніпра, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., в. 14, К., 1929.
- Різниченко В. В., Про тераси і ознаки коливальних рухів земної кори в Середній Наддніпрянщині, Вісн. Укр. ГРУ, в. 16, 1931.
- Рожественский А. П., Журенко Ю. Е., Современные тектонические движения Западного Приуралья и прилегающей части Южного Урала, сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения», Изд-во АН СССР, 1961.
- Ромоданова А. П., Четвертичный покров бассейна Десны (в пределах УССР), Четв. пер., в. 13—15, Изд-во АН УССР, 1961.
- Ромоданова А. П., Геоморфологічна карта лівобережжя середнього Придніпров'я, ДАН УРСР, № 8, 1963.
- Рослий И. М., Аллювиальные відклади долини р. Інгульця (в межах Причорноморської низовини), Геогр. збірн., № 4, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Рябенко В. А., Про закономірності розміщення рудопоявлень в геологічній структурі середнього і верхнього Побужжя, ДАН УРСР, № 9, 1961.
- Самодуров П. С., Минералогия и генезис лессовых и красноцветных пород юго-западных областей СССР, ч. I, III, Изд-во Якутского ун-та, 1957.
- Семенов Н. П., Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья, Изд-во АН УССР, 1949.
- Сетунская Л. Е., Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений, Изв. АН СССР, серия геогр., № 3, 1959.
- Скварчевская Л. В., К геоморфологии долин рек Стрия и Опора, Геогр. сб. Львовск. ун-та, в. 3, 1956.
- Скворцов Ю. А., Метод геоморфологического анализа и картирования, Изв. АН СССР, серия геогр. и геоф., № 4—5, 1941.
- Скворцов Ю. А., Элементы новейших тектонических движений Узбекистана, Труды САГУ, Ташкент, 1949.
- Скворцов Ю. А., Юные тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лессов При-ташкентского района, Труды Всес. раб. совещ. по итогам изуч. четв. пер. в гор. Ташкенте в 1948 г., Ташкент, 1953.
- Слезак И. Е., Изменения фаций в области солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины, Труды науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горюч. газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
- Соболев Д. Н., К геоморфологической характеристике Киевского Полесья, Вестн. ГК, т. III, в. 6, 1928а.
- Соболев Д. Н., По поводу работы Б. Л. Личкова «К вопросу о террасах Днепра», Вісн. укр. від. ГК, в. II, 1928б.
- Соболев Д. Н., О неогеновых и четвертичных террасах Украины, «Советская геология», № 6, 1938.
- Соболев Д. Н., О днепровских и донских плиоценовых террасах, Наук. зап. Харк. пед. ін-ту, т. IX, 1946.
- Соболев С. С., Карта глубины эрозии УССР и некоторые вытекающие отсюда вопросы, сб. «Пробл. сов. почв.», № 1, Изд-во АН СССР, 1936.
- Соболев С. С., К вопросу о значении эпейрогенетических движений в формировании современного рельефа УССР, Изв. АН, серия геогр., № 4, 1937а.
- Соболев С. С., Новые данные по истории развития рельефа и генезиса лессов юга Европейской части СССР, «Почвоведение», № 4, 1937б.
- Соболев С. С., Глубина эрозии и эпейрогенетические колебания на территории УССР в течение четвертичного периода, Труды сов. секции ИНКВА, в. IV, ГОНТИ, 1939.
- Соболев С. С., Опыт почвенно-эрозионного районирования Европейской равнины Союза ССР, Пробл. советск. почвовед., т. XI, 1940.
- Соболев С. С., Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, т. I, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1948.
- Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР, Труды ЦНИИГАиК, в. 123, 1958.
- Соколов Н. А., О происхождении лиманов Ю. России, Труды ГК, т. 10, в. 4, 1895.
- Соколов Н. А., К истории причерноморских степей с конца третичного периода, «Почвоведение», № 2, 3, 1904.
- Соколовский И. Л., Геоморфология долины р. Молочной в связи со строительством Южно-Украинского канала, Тез. докл. X науч. сесс. Киевск. ун-та (секция географии), Изд-во КГУ, 1953.
- Соколовский И. Л., Геоморфология Днепровско-Донецкой впадины, сб. «Геологич. строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и сев.-зап. окр. Донбасса», Изд-во АН УССР, 1954.
- Соколовский И. Л., Карта генетических типов лесовых порід західної частини УРСР, Геол. журн. АН УРСР, № 2, 1957.
- Соколовский И. Л., Лессовые породы западной части УССР, Изд-во АН УССР, 1958.
- Соколовський І. Л., Найновіші та сучасні рухи земної кори на території УРСР, Вісн. АН УРСР, № 9, 1959.
- Соколовский И. Л., Основные черты эрозионно-аккумулятивного рельефа юга Европейской части СССР в палеогеографическом освещении, Матер. II геоморф. совещ., Изд-во МГУ, 1960.
- Sokolovsky I. L., On the inheritance of the contemporary movements of the earth's crust on the territory of the Ukrainian SSR from older movements, I International Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen, v. 21, 26 mai 1962 in Leipzig, DDR.
- Соколовский И. Л., Основные итоги изучения неотектоники Днепровско-Донецкой впадины, Вторая междувед. научн. конф. по левобережн. Укр., в. IV, Изд-во ХГУ, 1963а.
- Соколовський І. Л., Основні принципи складання неотектонічних карт УРСР і значення врахування неотектонічних рухів при складанні геоморфологічних карт,

- Тези доповід. наук. конф. по атласу природн. умов и природн. ресурсів УРСР, Вид-во КДУ, 1963б.
- Соколовский И. Л., Об унаследовании современными движениями земной коры более древних движений на территории УССР, сб. «Современные движения земной коры», Изд-во АН СССР, 1963в.
- Sokolovsky I. L., Volkov N. G., Some results of a study of contemporary crustal movements of the territory of the Ukrainian SSR, Abstracts of papers XVII General Assembly IUGG, Berkly, 1963 г.
- Соллогуб В. Б., Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР, Изд-во АН УССР, 1960.
- Степанов В. В., К вопросу о возможной нефтеносности Причерноморской впадины, Труды нефтян. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
- Субботин С. И., Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях УССР, Труды научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горюч. газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
- Тетяев М. М., Основы геотектоники, ОНТИ, Л.—М., 1934.
- Тетяев М. М., Геотектоника СССР, ГОНТИ, М.—Л., 1938.
- Тутковский П. А., Словечансько-Овруцький кряж та узбережжя ріки Словечни, Труды фіз.-матем. відд. Всеукр. Акад. наук, т. I, в. 1, 1923.
- Утробин В. Н., До геології долини р. Дністра, Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, в. 4, 1958.
- Утробин В. Н., Основные черты морфологии, гипсометрии и генезиса дотретичной поверхности внешней зоны Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Русской платформы, ДАН СССР, т. 130, № 2, 1960.
- Феофилактова К. М., Научн. сообщения проф. Киевск. ун-та К. М. Феофилактова, Труды О-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, т. IX, 1875.
- Филосовов В. П., Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур, Изд-во Саратовского ун-та, 1960.
- Фредерікс Г. Н., Четвертинні рухи земної кори, Зб. пам'яті акад. Тутковского, Вид-во АН УРСР, 1932.
- Ханн В. Е., Милановский Е. Е., Основные черты современного рельефа земной коры и неотектоники, БМОИП, отд. геол., т. 31, в. 3, 4, 1956.
- Цапенко І. І., Нові дані про хімізм підземних вод палеозойських відкладів Поділля, Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, в. 5, 1958.
- Цапенко М. М., Строеие четвертичных отложений Белорусской ССР, Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР, в. IV, Труды регион. совещ. по изуч. четверт. отл. Прибалт. и Белоруссии, 1957.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А., Антропогеновые отложения Белоруссии, Изд-во АН БССР, 1959.
- Цись П. М., Про геоморфологічні особливості долини р. Прута в районі Ворохти, Геогр. зб. Львівськ. ун-ту, в. 1, 1951а.
- Цись П. Н., Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР, Уч. зап. Львовск. ун-та, геогр. сб., т. XVIII, в. 1, 1951б.
- Цысь П. Н., Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат, Тез. докл. Всесоюз. междув. совещ. по изуч. четв. пер., секция Карпат, Крыма и Кавказа, Изд-во АН СССР, 1957.
- Цись П. М., Деякі проблеми неотектоніки західних областей Української РСР, Геогр. зб. Львівськ. відд. геогр. т-ва СРСР, в. 5, 1959.
- Цись П. М., Геоморфологія УРСР, Вид-во Львівського ун-ту, 1962.
- Чекунов А. В., Геотектонічні риси Азово-Кубанської западини в пліоцені і антропогені, Геол. журн. АН УРСР, т. XXI, в. 2, 1961.
- Чепалыга А. Л., Материалы по стратиграфии эоплейстоценовых террас Днестра, Труды Одесск. ун-та, т. 152, геол.-геогр. науки, в. 8, 1962а.
- Чепалыга А. Л., Материалы по стратиграфии четвертичных террас Днестра, там же.
- Чередніченко Л. І., Аллювіальні відклади нижнього Придністров'я, Геол. журн. АН УРСР, т. XXI, в. 4, 1961.
- Чирвинская М. В., Представление о тектонике Днепровско-Донецкой впадины на основании результатов геофизических исследований, Изд-во УССРНУ НГП, К., 1959.
- Шанцер Е. В., Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит, Труды Ин-та геол. наук, в. 135, серия геол., № 55, Изд-во АН СССР, 1951.
- Шарапов И. С., Основные геологические результаты работ в Днепровско-Донецкой впадине, Труды научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горюч. газам Укр. ССР, Изд-во АН УССР, 1949.
- Шелкоплас В. Н., Четвертичный (антропогенный) покров среднего Побужья, Четв. пер., в. 13—15, Изд-во АН УССР, 1961.
- Шульц С. С., О новейшей тектонике Тянь-Шаня, Труды XVII сессии МГК, т. 2, 1937.
- Шульц С. С., Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня, Географиздат, 1948.
- Эберзин А. Г., Средний и верхний плиоцен Черноморской области, Стратиграфия СССР, т. XII, Неоген СССР, Изд-во АН СССР, 1940.
- Эберзин А. Г., Об отложениях с Unio sturi M. Högnеs и его значение для стратиграфии плиоцена Украины и Молдавии, ДАН СССР, т. 108, № 4, 1956.
- Эдельштейн Я. С., Значение геоморфологических работ В. В. Докучаева, «Почвоведение», № 2, 1947.
- Jahn A., Zdjecie morfologiczne północnej krawedzi Podola i jej przedpola między potokami Kocurowskim i Pohoryleckim, Kosmos, t. IV, 1937.
- Sawicki L., O młodszych ruchach, górotwórczych w Karpatach, Kosmos, т. 34, Lwów, 1909.
- Sawicki L., Rzut oka na dyluwium i zabagnienie Polesia, Inzener Polski, N. 6, 1928.
- Teisseyre H., Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia, Sprawozd. Polsk. Inst. Geol., t. VII, r. 3, Warszawa, 1933.
- Zierhoffer A., Północna kraweź Podola w świetle rzeźby powierzchni kredowej, Prace Geogr. wyd. przez E. Romera, 1927.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Краткая история изучения неотектонических движений земной коры на территории юго-запада Русской платформы	5
Основные методы изучения неотектонических движений платформенной части территории Украинской ССР	19
Тектонические движения платформенной части территории СССР в неогене	43
Тектонические движения платформенной части территории СССР в четвертичном периоде	58
Плейстоценовые движения	58
Голоценовые движения	72
Украинский кристаллический щит	73
Полесский массив	82
Волыно-Подольская и Молдавская плиты	85
Причерноморская впадина и Добруджинский прогиб	88
Днепровско-Донецкая впадина и Донецкое складчатое сооружение	91
Современные вертикальные движения земной коры на территории Украинской ССР	114
Выводы	121
Литература	124

Игорь Леонидович Соколовский
Николай Георгиевич Волков

МЕТОДИКА ПОЭТАПНОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТониКИ (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

*Печатается по постановлению ученого совета Института
геологических наук АН УССР*

Редактор Н. Я. Чехович, художественный редактор
С. П. Квитка, оформление художника И. Ф. Кормило,
технический редактор А. М. Лисовец, корректор
И. С. Евдошук

БФ 05212. Зак. № 3970. Изд. № 125. Тираж 800. Формат
бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. физ. листов 8,5+8 вкл. Условн.
печ. листов 14,75. Учетно-изд. листов 14,34. Подписано к
печати 6.V 1965 г. Цена 80 коп. Т. П. 1965 г., поз. 217.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.
Киевская книжная типография № 5 Государственного
комитета Совета Министров УССР по печати, Киев, Ре-
пина, 4.