

УДК 551.4 (497.2)

БА П Ц А Р О В И., МИ Ш Е В К.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОРФОСТРУКТУР БОЛГАРИИ

Обосновывается концепция морфоструктурного анализа применительно к рельефу Болгарии. Современные морфоструктуры восточной части Балканского полуострова прошли длительный и сложный путь развития (начиная с протерозоя) и являющиеся гетерогенными образованиями. Завершение их формирования как единых геолого-геоморфологических структур разного порядка произошло на неотектоническом этапе. При этом контролирующая и направляющая роль принадлежала глубинным разломам. Последовательность гео- и морфоциклов находит отражение в формировании поверхностей выравнивания и речной сети, тесно связанных с морфоструктурами. Морфоструктурные признаки используются для поисков полезных ископаемых, металлогенического районирования, прогноза сейсмичности и т. п.

Середина XX века ознаменовалась в геоморфологии активными поисками новых теоретических путей и методологических подходов, которые способствовали общему прогрессу науки о рельефе. Появились новые научные направления, которые определили современный уровень геоморфологии. Ведущее место в этих поисках и быстром прогрессе геоморфологических исследований заняла советская научная школа. Одним из наиболее важных достижений последних лет стало учение о морфоструктурах и морфоскульптурах Земли, заложенное трудами акад. И. П. Герасимова (1946, 1976). Оно оказало плодотворное влияние на развитие современной геоморфологии во многих странах и прежде всего в Болгарии. Следует отметить, что становление национальной геоморфологической школы в Болгарии происходило самобытным путем на конкретном материале Балканского полуострова. Нашей школе всегда был свойствен широкий географический подход к изучению экзогенных форм рельефа и в то же время поиски их взаимосвязи с геологическим строением. Поэтому концепция морфоструктурного анализа нашла здесь благоприятную почву. Этому способствовало не только ознакомление с ведущими научными трудами советских геоморфологов, но и тесные научные и дружеские связи между болгарскими и советскими учеными, высокая эффективность международного сотрудничества геоморфологов социалистических стран.

Первые более или менее систематические геоморфологические исследования Болгарии показали, что разнообразие ее гетерогенного рельефа тесно связано со сложным геоструктурным строением. Дальнейшими работами было установлено, что эти связи являются генетическими. Процессы эндогенной геодинамики, как ведущие в рельефообразовании и определяющие общие и региональные особенности рельефа страны, обладают специфическим характером и темпом в различных геоструктурных зонах, обусловленных тенденциями их развития в далеком геологическом прошлом. Идея И. П. Герасимова о необходимости глубокого историко-геологического подхода при анализе связей рельефа с геоструктурной эволюцией нашла свое подтверждение и в результатах исследований морфоструктур Болгарии.

Морфоструктурный анализ рельефа Болгарии стал возможен благодаря углубленному изучению геотектонического развития территории нашей страны. Начало этого изучения было положено работами Й. Цвийича (Cvijić, 1904) и Ст. Бончева, а дальнейшее развитие и завершение оно нашло в ряде трудов Е. Бончева (1946, 1971). Значительный вклад в геотектоническую характеристику Болгарии внесли исследования М. В. Муратова (1949), Д. Яранова (1960), коллективный труд болгарских тектонистов под редакцией Й. Йовчева и др., многочисленные региональные работы различных авторов.

Для обоснования морфоструктурного анализа рельефа Болгарии важное значение имеют работы Е. Бончева. Уже в первых своих трудах по тектонике Болгарии он поднял проблему соотношения рельефа с геоструктурными единицами и использования геоморфологических признаков для выявления особенностей тектонического строения. Полученные им выводы нашли прямое отражение в тектоническом подразделении Болгарии, которое было названо «морфотектоническим». В последних работах Е. Бончева (1971) выделяются уже морфоструктурные зоны, структурные области и блоки, что, несомненно, является вкладом в структурную геоморфологию Болгарии.

Проблемы соотношения рельефа с геоструктурными зонами Балканского полуострова были затронуты Й. Цвийичем в начале нынешнего века (Cvijić, 1904). На протяжении 30—40-х годов региональные тектонические особенности рельефа Болгарии трактовались преимущественно с позиций господствовавшей тогда концепции А. Пенка и А. Аргана о «крупных складках» (Louis, 1930; Gellert, 1932; Jaganoff, 1935), которая не соответствовала объективной сущности самой проблемы. Динамичная историко-геологическая основа этих соотношений впервые была обоснована Ж. Гылыбовым (1946, 1966) в виде синтеза данных о геоструктурной дифференциации страны, морфографических и морфогенетических особенностях рельефа. Принципиальное значение имели работы И. П. Герасимова (1949, 1957), который обратил внимание болгарских геоморфологов на две наиболее сложные, но кардинальные проблемы структурной геоморфологии: на типологию морфоструктур Болгарии и их гетерогенное строение (как результат заложения в различное время и сложного процесса развития). Эти основные проблемы стали объектом ряда новых специальных разработок (Гылыбов, и др., 1972; Вапцаров и др., 1969; Мишев, Данева, 1970, 1972 и т. д.). Однако, несмотря на достигнутые успехи, многие вопросы, связанные прежде всего с заложением, формированием и трансформацией морфоструктур Болгарии, остаются пока слабо изученными или нерешенными.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ДООРОГЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЛАВНЫХ МОРФОСТРУКТУР

Территория Болгарии целиком относится к северной ветви Альпийской геосинклинальной системы. Она объединяет части крайне разнородных геоструктурных зон и областей, возникших на различных этапах геологического прошлого. Этот процесс был последовательно усложнен дальнейшими преобразованиями — возникновением, отмиранием, унаследованием, однократной или многократной активизацией тектогенеза, что коренным образом перестраивало и дифференцировало морфоструктуры различных типов. Подобная специфика возникновения и перестройки морфоструктур геосинклинальных систем требует от морфоструктурного анализа глубокого и полного знания этих закономерностей развития.

Начало процесса структурной дифференциации земной коры в Болгарии обычно относится ко времени завершения позднепротерозойской (асинской) складчатости, когда были обособлены две первичные гео-

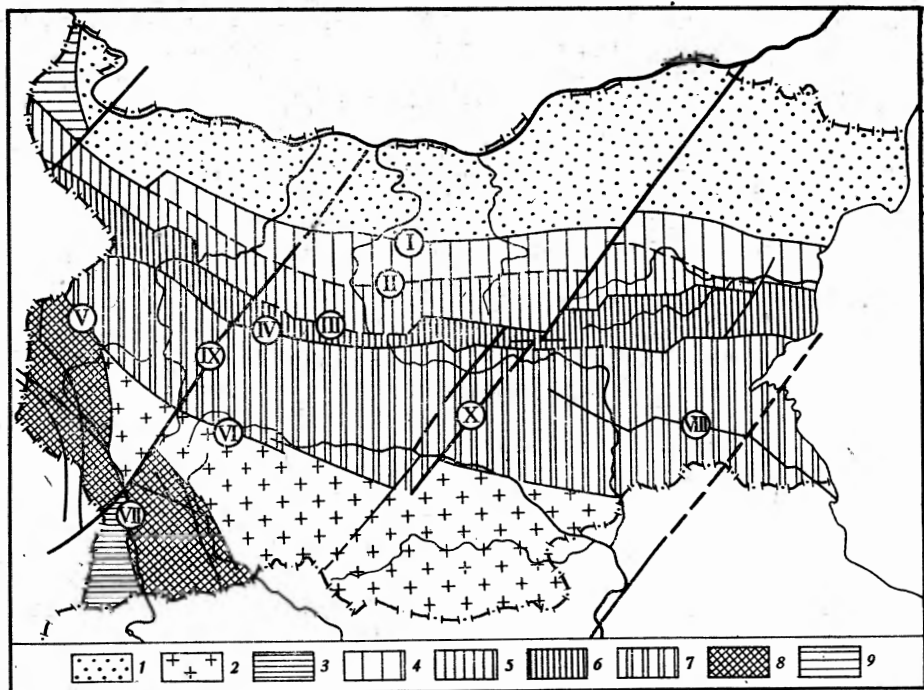


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Болгарии (по Е. Бончеву, 1971)

Основные геоструктуры: 1 — Мизийская (Дунайская) платформа; 2 — Родопский массив; 3 — Сербско-Македонский массив; 4 — переходная зона; 5 — Предбалкан; 6 — Старопланинская зона; 7 — Среднегорье; 8 — Крайштиты; 9 — Южные Карпаты. Наиболее крупные разломные зоны: I — Балканская фронтальная линия (Предбалканский разлом); II — Бреснишско-Преславская флексура; III — Старопланинская фронтальная зона; IV — Забалканский разлом; V — Трынско-Кошаревский разлом; VI — Марицкий разлом; VII — Струмский разлом; VIII — Босненская зона; IX — Этропольская линия; X — Твердишский «разломный сноп»

структурные единицы наиболее древнего заложения — Фракийский срединный массив и Мизийская платформа. Их эволюция обуславливалась медленными эпиплатформенными вертикальными поднятиями в районе Фракийского массива и погружениями Мизийской платформы. На месте этих двух первичных структурных единиц сформировались и наиболее древние морфоструктуры Болгарии: первая — как устойчивая пенепленизированная суша, образовавшаяся в результате продолжительного нисходящего развития, и вторая — погруженная, занятая морскими бассейнами и характеризовавшаяся субаквальной седиментацией (рис. 1). Границей между обеими морфоструктурами являлся линеймент вдоль Забалканской разломной зоны. Последняя отражает контрастный характер расчленения и имеет вид глубинного шва, которому принадлежала важная роль во всей более поздней геоструктурной и морфоструктурной эволюции страны.

Каледоно-герцинский тектогенез охватил почти всю территорию Болгарии и проявился, с одной стороны, в углублении шовной зоны между Фракийским массивом и Мизийской платформой, а с другой — в дроблении их морфоструктур и магматическом насыщении. В геосинклинальных зонах происходило накопление разнообразных формаций, образующих пестрое основание альпийских структурных этажей. В настоящее время это основание обнажается в ядрах альпийских образований и не обнаруживает тесных пространственных и генетических связей с главными морфоструктурными единицами.

Альпийский этап развития территории Болгарии имел решающее значение в ее морфоструктурной дифференциации. Он проявился в резкой центробежной, а затем центростремительной регенерации районов

по периферии Фракийского срединного массива, а также в обособлении Среднегорской и Балканской геосинклинальных систем в пограничной зоне между двумя складчатыми геоструктурными единицами. Этот процесс сопровождался формированием сравнительно автономных в пространстве и времени геосинклинальных впадин — рвов, возникавших в пределах древних морфоструктур в разное время, развивавшихся в различных условиях и исчезавших в разные периоды. Некоторые из них, например наиболее западные (Крайштиды, Западные Балканы), образовались как геосинклинальные рвы еще в палеозое и на протяжении мезокайнозоя прошли путь геосинклинального развития с чередованием участков платформенного типа. Сложную эволюцию претерпели и две другие зоны Среднегорской складчатой системы — Центральное Среднегорье и Сакаро-Странжанская зона. Первая из них, включающая фрагменты Фракийского массива, оставалась сухой на протяжении всего палеозоя и начала мезозоя, а вторая с древним кристаллическим ядром была покрыта мощной толщей триасовых и юрских осадков.

Аналогичное гетерогенное строение свойственно и Старопланинской геосинклинальной складчатой системе. Она включает «переходную зону» к Мизийской платформе, Предбалканскую зону, Сыштинско-Старопланинскую зону, Котельскую полосу и Лудокамчийскую зону. Каждая из указанных морфоструктурных зон характеризуется автономным развитием. Лудокамчийская зона выступает в качестве крупного синклинория в восточной периферии геосинклинальной системы, заполненной мощной флишевой толщей туронских, сенонских, палеоценовых и нижнеэоценовых отложений, которая полностью отсутствует в остальных структурных зонах или отлагалась на отдельных их участках.

Структурное единство каждый из описанных складчатых систем — Среднегорской и Старопланинской — установилось лишь на последних этапах альпийского тектогенеза. Для Среднегорской системы оно наступило после пиренейской складчатости, завершившей развитие верхнемеловой геосинклинали. В результате был образован линейный Среднегорский ороген, характеризовавшийся нисходящим развитием в раннем и среднем эоцене, когда продукты его размыва накапливались в геосинклинальных флишевых прогибах на севере Старопланинской системы. Структурное единство Старопланинской системы завершилось в иллирийскую фазу складчатости, когда в результате мощных сжимающих напряжений произошло гравитационное перемещение части Среднегорского массива на Старопланинскую систему и образование Ботев-врыхского и других крупных надвигов — шарьяжей.

Сравнительно более спокойно протекало раннеальпийское развитие Родопского срединного массива (как фрагмента Фракийского) и Мизийской платформы. Оно характеризовалось унаследованным нисходящим развитием, пенепленизацией Родопского массива в континентальных условиях и продолжительным покрытием платформы мощной осадочной толщей. На Мизийской платформе этот процесс был связан с уменьшением зависимости морфоструктур осадочного чехла от блоково-разломного строения фундамента, а также со значительной структурной денудацией по системе глубоких субмеридиональных, субпараллельных и диагональных (СЗ—ЮВ) разломов. Начиная с перми структурообразование в осадочном чехле было обусловлено медленными колебательно-волновыми движениями, частично унаследованными от подвижек блоков фундамента. Формирование крупных структур продолжалось в течение всей мезокайнозойской истории платформы и нашло прямое отражение в мощности, распространении и фациальных особенностях осадочного чехла. В триасе медленные движения платформенного типа снова приобретают дифференцированный характер — образуются унаследованные или новообразованные валы (Видинско-Пленницкий, Корабийско-Плевенский, Кардамо-Крапецкий, Северо-Болгарское подня-

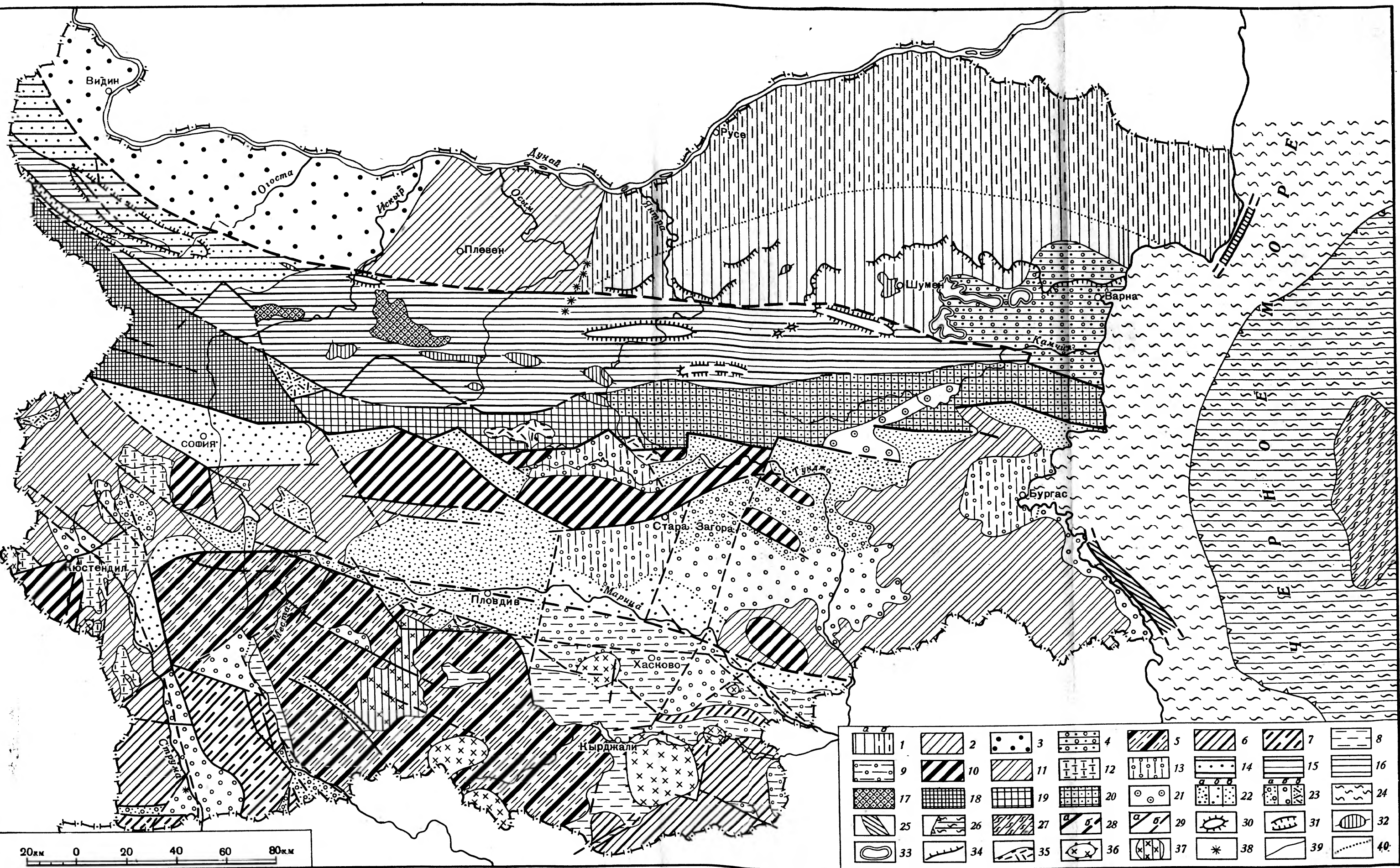
тие) и понижения — депрессии. Из них наибольшими размерами и длительным развитием характеризуется Ломская депрессия в западной части Мизийской платформы. В восточной части территории тектонические движения в целом были более слабыми, отрицательными и положительными, а в западной — более интенсивными и преимущественно отрицательными. Эта поляризация сказалась в окончательном оформлении крупных морфоструктур второго порядка и длительном развитии: Ломской депрессии на западе и Северо-Болгарского поднятия на востоке. В переходной области между ними — на Плевенско-Корабийском вале, формирование которого завершилось в позднем мелу, отмечаются нарушения в отдельных структурных этажах, отражающие движения двух соседних полярных структур. В палеогене усилилась блоковая дифференциация Мизийской платформы. В ее восточной части континентальный режим сопровождался формированием выровненного рельефа Северо-Болгарского поднятия. На самой восточной периферии поднятия вдоль границы с Черноморской впадиной происходило отложение пестрой раннепалеогеновой толщи конгломератов, песчаников и мергелей. В позднем эоцене и олигоцене здесь оформилась Варненско-Нижекамчийская депрессия. Подобные разломно-блоковые нарушения, сопровождавшиеся волновыми деформациями, типичны лишь для восточной части платформы. В ее западной части происходила унаследованная, сравнительно спокойная седиментация в условиях медленных равномерных отрицательных движений вплоть до олигоцена. Между олигоценом и средним миоценом произошла инверсия движений и начался период континентального развития и образования слаборасчлененного и выровненного эрозионно-денудационного рельефа.

Родопский массив в альпийскую эпоху испытывал продолжительное нисходящее развитие и пенепленизацию. Установленные сравнительно давно мезозойские отложения в западных частях массива с герцинским основанием (на границе с Крайштидами), а недавно и на восточной периферии массива дают основание предполагать, что его распад продолжался и в раннеальпийское время. Это привело к формированию разломно-блоковой морфоструктуры массива, резко активизированной в позднем эоцене и олигоцене. Именно тогда были созданы крупные горстовые морфоструктуры и глубокие грабены с мощным осадочно-вулканическим заполнением.

Таким образом, в результате длительной и сложной эволюции геологической структуры Болгарии, начиная с протерозоя и до конца альпийского мегацикла, была сформирована гетерогенная основа ее современного морфоструктурного облика. Если первые элементы ее были заложены еще в конце протерозоя, а затем подчеркнуты на каледоно-герцинском этапе, то альпийская история характеризуется возникновением главных морфоструктурных единиц. Во время последнего позднеальпийского этапа (поздний эоцен — олигоцен) окончательно сформировались заложённые в различное время морфоструктуры.

В период доорогенного развития, а затем и на заключительном неотектоническом этапе контролирующая и направляющая роль принадлежала глубинным разломным структурам. Основные линии разломов оконтуривают геоструктурные зоны и определяют главные направления орографических единиц. Такую роль в морфоструктурной дифференциации страны имеют Предбалканский, Забалканский, Марицкий, Кюстендильский, Струмский разломы и Старопланинский фронтальная линия.

Сложная сеть глубинных разломов определяет блоковое строение морфоструктуры Болгарии. Она обуславливает формирование не только геоструктурных единиц I и II порядков, их заполнение осадками или величину денудационного среза, но также и общие структурные черты, унаследованные или трансформированные на последних этапах как линейно-зональные общие орографические направления. Доминируют ши-



А. Эпиplatformенные равнины Дунайской (Мизийской) плиты: 1 — равнины и плато Северо-Болгарского свода с унаследованным поднятием центральных участков и дифференцированными компенсированными погружениями на периферии: а — структурно-денудационные пластовые равнины и плато центральной части свода (со значительным расчленением); б — пластовые и аккумулятивные равнины на периферии свода (со слабым расчленением); 2 — пластово-денудационные и аккумулятивные равнины на мезозойском и неогеновом основании переходной области Дунайской плиты; 3 — аккумулятивные низменные равнины области унаследованных компенсированных погружений (Ломская депрессия), сменившихся медленными поднятиями в плейстоцене; 4 — структурно-аккумулятивные плато и аккумулятивные равнины унаследованной позднеальпийской Варненской депрессии, выполненной неогеновыми, плейстоценовыми и голоценовыми осадками.

Б. — Горы Родопского срединного массива: 5 — высокие и средние горы центральной части сводово-глыбового массива Рилы и Западных Родоп с унаследованными позднеальпийскими поднятиями, глубоким эрозионным и гляциально-нивальным расчленением; 6 — средние и низкие горы периферических блоков Восточных Родоп и Огражден-Малешевской планины, области альпийской регенерации с умеренными дифференцированными поднятиями и средней эрозионной расчлененностью в новейшее время; 7 — высокие, средние и низкие горы линейных периферических горстовых массивов, унаследованных от позднеальпийского этапа или новообразованных, с интенсивными и умеренными новейшими поднятиями, эрозионным и гляциально-нивальным расчленением; 8 — внутригорные котловины отпрепарированных позднеальпийских (позднеэоценово-олигоценых) депрессий, инверсионно развивавшихся в новейшее время; 9 — внутригорные и краевые котловины и аккумулятивные подножия позднеальпийских депрессий, унаследованные от неоген-четвертичных опусканий.

В. Эпигеосинклинальные горы и равнины Крайштит и Среднегорья: 10 — высокие, средние и низкие островные горы симметричных и линейных сводово-блоковых поднятий с доальпийскими или альпийскими кристаллическими ядрами-блоками герцинского и альпийского основания, испытавшие унаследованные интенсивные новейшие дифференцированные поднятия и значительное эрозионное расчленение; 11 — плосковерхие средние и низкие горы на герцинском и мезозойском основании, испытавшие слабодифференцированные поднятия и эрозионное расчленение; 12 — замкнутые или полукрытые откопанные котловины на месте позднеэоценово-олигоценых депрессий инверсионного развития; 13 — внутригорные и окраинные котловины и аккумулятивные подножия позднеальпийских депрессий, унаследованных в неоген-четвертичное время.

Г. Эпигеосинклинальные горы Старой Планины: 14 — аккумулятивные равнины подножий с элементами разрушенного структурного рельефа на складчатом мезозойском основании северо-западных окраин Старой Планины и Южных Карпат, вовлеченные в дифференцированные неогеновые погружения и

слабые четвертичные поднятия (Западный Предбалкан); 15 — низкие горы и холмистые гряды на складчатом мезозойском и палеогеновом основании северной периферии Старой Планины (Центральный и Восточный Предбалкан); 16 — средние горы сводово-блоковых сегментов периферии Старой Планины (Вратчанский и Тетевенский антиклинорий), вовлеченных и дифференцированные новейшие поднятия, с интенсивным эрозионным расчленением; 17 — внутригорные котловины откопанных позднемеловых и раннепалеогеновых депрессий, вовлеченных в позднеальпийские и новейшие поднятия; 18 — высокие горы западной асимметричной части осевого сводово-глыбового поднятия Старой Планины (Берковский антиклинорий) с обнаженными герцинским ядром и мезозойским чехлом; 19 — средние и высокие горы центральной (симметричной) части осевого сводово-глыбового поднятия Старой Планины (Шипкинский антиклинорий) с частично обнаженными герцинским ядром и мезозойским чехлом, местами перекрытыми верхнемеловым и нижнепалеогеновым комплексом; 20 — средние и низкие горы восточной части осевого сводово-глыбового поднятия Старой Планины (Лудокамчийский верхнемеловой — нижнепалеогеновый синклинорий) с дифференцированным инверсионным позднеальпийским и новейшим развитием; 21 — внутригорное понижение откопанной позднеальпийской (поздний эоцен — олигоцен) наложенной депрессии.

Д. Морфоструктуры новообразованных в новейшее время депрессий. I. Межгорные котловины вдоль ограничивающих главные морфоструктуры глубинных разломов и шовных зон, 22 — заполненные: а — неогеновыми, плейстоценовыми и голоценовыми отложениями, б — неогеновыми, в — плейстоценовыми и голоценовыми отложениями. II. Внутригорные и окраинные котловины, 23 — заполненные: а — неогеновыми, плейстоценовыми и голоценовыми отложениями, б — неогеновыми, в — плейстоценовыми и голоценовыми отложениями.

Е. Морфоструктуры Черноморской впадины: 24 — аккумулятивно-абразионная равнина шельфа; 25 — новейшие грабены на шельфе; 26 — структурно-денудационный континентальный склон; 27 — глубоководная плоская аккумулятивная равнина дна впадины.

Ж. Морфоструктурные элементы рельефа: 28 — уступы разграничивающих главные морфоструктуры глубинных разломов: а — выраженные в рельефе, б — срезанные или погребенные; 29 — сбросовые уступы, ограничивающие разломно-блоковые морфоструктуры более низкого порядка: а — выраженные в рельефе, б — срезанные; 30 — антиклинальные хребты; 31 — синклинальные понижения; 32 — синклинальные хребты и плато; 33 — пластовые возвышенности — плато; 34 — пластовые ступени; 35 — выраженный в рельефе фронт молодого альпийского надвига; 36—38 — Вулканические морфоструктуры: 36 — щитово-куполовидные вулканические горы, 37 — линейные вулканические горы, 38 — выраженные в рельефе субвулканические тела и экструзивные конусы неогенового возраста; 39 — границы морфоструктур высшего порядка; 40 — границы элементов морфоструктур более низких порядков

ротные направления осей орогенных морфоструктур, особенно четко выраженные в альпийских складчатых системах. Меньшую роль играют поперечные северо-западные ветви оро-гидрографических направлений; остальные направления не создают существенных элементов общего орографического плана. Блоковое строение определяет геометрические очертания наиболее крупных ороструктурных сооружений, эквивалентных крупным геоструктурным единицам.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП — ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ МОРФОСТРУКТУР

Выделение неотектонического этапа как относительно самостоятельного, со своей спецификой эндогенной активизации, для территории Болгарии пока еще не закончено. Оно нередко встречает серьезные возражения со стороны болгарских тектонистов, которые рассматривают неоген-четвертичную активизацию как непосредственное продолжение позднеальпийских движений. Эта концепция обычно подтверждается данными о наличии такой связи в ряде наложенных депрессий как в Северной (Варненская депрессия), так и в Южной Болгарии (Вернефракийский грабен). Однако примеры совпадения позднеальпийского (верхнеоценово-олигоценового) структурного этажа с неоген-четвертичным представляют не общее явление, а лишь отдельные случаи, обусловленные унаследованными тенденциями, активизировавшимися в новейшее время. Общие же морфоструктурные данные свидетельствуют о значительной перестройке структурного плана, подтверждающей относительную самостоятельность двух названных структурных этажей. Одной из главных причин выделения самостоятельной неоген-четвертичной активизации является повсеместность ее проявления в отличие от переходных геотектонических циклов. Постепенное сближение условий напряженности земной коры в пределах не только одной геоструктурной зоны, но и страны в целом обуславливает формирование конкретных генетических элементов рельефа одного возраста. Подобной интеграции всех геоструктурных единиц предшествовал сравнительно продолжительный переходный период, который начался в позднем эоцене и продолжался до конца олигоцена, когда отдельные части территории Болгарии стали развиваться в соответствии с внутризональными тенденциями. С этого времени проявилась общая активизация тектогенеза, особенно в период до среднего миоцена, на границе между миоценом и плиоценом (аттийская фаза), между плиоценом и плейстоценом (валахская фаза), которая охватила все геоструктурные зоны Болгарии и завершила тенденции их объединения. Новейшая активизация тектогенеза трансформировала свою энергию в орографический эффект в соответствии с плановыми очертаниями и структурным обликом отдельных тектонических зон. Эта трансформация отразилась также в инверсионном или унаследованном развитии наложенных позднеальпийских депрессий. Таким путем был создан и оформлен сложный морфоструктурный план Болгарии, основные разграничивающие линии которого совпадают с разломными зонами между альпийскими сооружениями сложного гетерогенного строения и пассивными или затронутыми частичной активизацией морфоструктурами более низких порядков.

Анализ геоструктурной дифференциации, генетических и морфографических особенностей современного рельефа на территории Болгарии позволяет нам выделить следующие главные морфоструктуры высшего порядка (рис. 2):

I — Дунайская (Мизийская) эпиплатформенная низкая аккумулятивная и структурно-денудационная равнина. II — Родопский остаточный срединный горный массив, дифференцированный на низко-, средне- и высокогорные сводово-блоковые поднятия. III — Крайштидо-Средне-

горское складчато-блоковое низкогорье с вершинными останцовыми денудационными равнинами, среднегорными и высокогорными сводово-блоковыми и складчато-блоковыми «островными» горами. IV — Старопланинская эпигеосинклинальная горная система с низко-, средне- и высокогорными блоковыми хребтами и складчато-блоковыми поднятиями. V — Аккумулятивные низменности и равнины подножия новообразованных компенсированных предгорных и внутригорных депрессий. VI — Черноморская впадина с континентальной шельфовой равниной, континентальным склоном и субгоризонтальным дном глубоководной котловины.

I. Дунайская (Мизийская) эпиплатформенная равнина имеет рельеф, особенности которого генетически и пространственно предопределены структурно-геологическим строением. В западной части, в пределах Ломской депрессии ее поверхность плоская и слабо наклонена к северо-востоку, с широкими водоразделами и слабоврезанной долинной сетью асимметричного профиля. На юге, вдоль периферии Старопланинской горной системы она поднимается до абс. высот 250—300 м. Здесь ее граница выражена нечетко, что обусловлено наложением депрессии в финальные стадии на периферию Старопланинской системы и юго-восточную периклинали Южных Карпат. На западной и восточной окраинах депрессии наблюдается небольшое повышение рельефа, долины приобретают слабовыраженный каньонообразный характер. В центральной, переходной части Дунайской равнины между долинами рек Искыр и Янтра рельеф становится более расчлененным, с ясновыраженным плато на мезозойском и частично неогеновом пластовом основании, поднятым до абс. высот 400 м. Речные долины приобретают характер каньонов с резкой поперечной асимметрией и широким дном. В восточной части равнины прямое выражение в рельефе получает Северо-Болгарское поднятие, проявляющееся в виде свода с радиально-лучевой долинной сетью. Присводовые части поднятия достигают абс. высоты 500 м, а периферийные постепенно снижаются до 200—250 м. Центральные участки поднятия денудированы, здесь сформированы частично или полностью изолированные пластовые возвышенности и плато. К северу от них развита полоса пластовых ступеней — куэст на устойчивых к денудации мезозойских известняках. На крайних периферийных участках рельеф приобретает типичный равнинный облик, обусловленный субгоризонтальным расположением эпиплатформенных пластовых поверхностей. На северо-востоке такую роль играют неогеновые (сарматские) субгоризонтально залегающие известняки, развитые до побережья Черного моря севернее Варны. К югу, по направлению к Старопланинской горной системе восточные участки Дунайской равнины обрамлены слабодислоцированными антиклинальными складками вдоль границы с местами активизированным пограничным разломом. К этой пограничной зоне между двумя главными морфоструктурами относится Варненско-Камчийская унаследованная депрессия, выполненная палеогеновыми, неогеновыми, плейстоценовыми и голоценовыми осадками. Она имеет слаборасчлененный структурно-денудационный рельеф с общим наклоном к востоку, в сторону Черноморской впадины. К центральным, наиболее пониженным частям депрессии приурочена долина р. Камчии.

II. Родопский останцовый горный массив имеет сложное морфоструктурное строение, тесно связанное с его блоковым дроблением во время ранне- и позднеальпийской активизации тектогенеза. Он состоит из серии изолированных или орографически связанных массивных сводово-блоковых низко-, средне- и высокогорных поднятий, расчлененных глубокими наложенными или унаследованными депрессиями позднеальпийского возраста. Общий морфоструктурный план массива, а также составляющих его или самостоятельных морфоструктур второго порядка имеет линейную широтную (альпийскую) ориентацию или поперечную

меридиональную. Эти же направления свойственны периферийным и внутригорным котловинам.

Центральное место в Родопском массиве занимает Рила-Западно-Родопское сводово-блоковое поднятие. Это сравнительно монолитное субширотное средне- и высокогорное сооружение с ортогональными границами, predetermined тектоническими разломами. Для него характерны последовательные ступенчатые субширотные поднятия гребневых участков от 1200 до 2200 м. В этом же направлении увеличивается и степень эрозионного расчленения. Там же установлены четкие следы плейстоценовой гляциальной морфоскульптуры.

Восточно-Родопское сводово-блоковое поднятие имеет наиболее слабую орографическую обособленность. На западе оно ограничено поперечным Момчилградским позднепалеогеновым понижением, унаследованно развивавшимся до конца олигоцена, а на современном этапе испытывающим слабые положительные движения. В рельефе эта граница орографически подчеркивается селективной денудацией линейных седловидных понижений, отпрепарированных или откопанных грабен, а также флексуобразной восточной периферией Рила-Западно-Родопского поднятия. Восточно-Родопское горное поднятие в настоящее время подвержено слабой денивеляции и характеризуется незначительным расчленением. Региональный высотный фон выровненных вершин понижается с 1200 до 500—550 м в восточном направлении, в сторону Нижнефракийской депрессии.

Аналогичное морфоструктурное положение и орографические особенности имеет расположенное в западной части массива Огражден-Малешевское сводово-блоковое среднегорное поднятие. На востоке оно ограничено глубоким Струмским поперечным грабеном субмеридионального простиранья, активизировавшимся в неотектоническое время и заполненным мощными плиоценовыми толщами.

Как на восточной, так и на юго-западной периферии Родопского массива сформировались линейно-вытянутые высокогорные горстовые массивы, имеющие резкие очертания, древнеальпийское заложение (Беласицкий, Пиринский, Стыргачский) или новообразованные (Ибреджекский). Они вытянуты в широтном или меридиональном направлении, создавая сложный орографический план, и разделены глубокими котловинами — грабенами со сложным строением и прямолинейными склонами — откосами вдоль разломов.

Блоково-разломные морфоструктуры низших порядков Родопского массива чередуются с пассивно выраженными в рельефе более древними магматическими (интрузивными и вулканогенными), складчатыми или приразломными образованиями. К ним относятся некоторые герцинские батолиты, крупные антиклинальные поднятия и синклинальные понижения в центральной части Рила-Западно-Родопского поднятия, отпрепарированные молодые палеогеновые грабены и т. д. В качестве специфической морфоструктурной группы обособливаются олигоценовые вулканогенные морфоструктуры — результат интенсивной вулканической деятельности. Они либо располагаются линейно вдоль древних палеогеновых грабен, либо имеют очертания овальных куполов, центральные части которых совпадают с локальными центрами вулканизма.

III. *Крайштидо-Среднегорское складчато-блоковое низкогорье* с «островными» сводово-блоковыми горами представляет собой сложно построенную гетерогенную морфоструктуру, включающую Крайштиды и Среднегорье. От смежных главных морфоструктур она отделена Забалканским и Марицким глубинными разломами, выраженными в рельефе высокими откосами склонов. Граница морфоструктуры с Родопским массивом не ясна и вызывает многочисленные дискуссии. Она прослеживается лишь до Крупникского разлома, отделяющего Огражденский блок с кристаллическим фундаментом от Крайштид с их мощными гер-

цинским и альпийским структурными этажами. Гетерогенное строение Крайштидо-Среднегорской морфоструктуры определяет и ее разнообразный орографический облик. Здесь развиты низко-, средне- и высокогорные сводово-блоковые морфоструктуры более низкого порядка — древние ядра кристаллического и магматического доальпийского фундамента (Странджанская, Сакарская, Центральное-Среднегорская, Витошская, Осоговская, Руйская). Эти горные сооружения имеют изометрические или слегка вытянутые в широтном направлении очертания, часто обусловленные активизированными в новейшее время сбросовыми линиями. Изолированные «островные горы» возвышаются на широком выровненном пьедестале, который является остатком древних поверхностей выравнивания, развитых преимущественно на сильно дислоцированных скальных комплексах надстройки. Пьедестал понижается с запада на восток от 1200 до 200—300 абс. м, причем на границе между Западным (Софийским) и Центральным Среднегорьем, а также между Центральным и Странджанским Среднегорьем это снижение имеет ступенчатый характер. В единой морфоструктуре отсутствует общая орографическая ось, единое направление орографических единиц. Очень часто речные долины заложены вдоль древних линейных структур — разломов, складок, надвигов, флексур и т. д., пассивно выраженных в орографии. Такие элементы рельефа более характерны для Крайштида, где ясно прослеживается северо-западная орографическая ориентация, совпадающая с направлением системы разломов Крайштида. В отличие от Среднегорья здесь развиты в редуцированном виде верхнеэоценово-олигоценовые вулканогенные морфоструктуры.

IV. *Старопланинская горная система* является морфоструктурным аналогом северного геосинклинального пояса альпийской складчатой системы, развитие которого продолжалось до начала позднего палеогена. Она включает на западе Берковский антиклинорий, Шипченский антиклинорий, Котельскую полосу и Лудокачкийский синклинорий Сыщинско-Старопланинской зоны, Предбалканскую и «промежуточную» зоны Мизийской платформы (согласно Е. Бончеву, 1971). Эта пестрая структурная основа не определяет общего облика главной морфоструктуры, но вносит дополнительные элементы в рельеф, что дает основание выделить морфоструктуры низших порядков. Такие морфоструктуры в качестве самостоятельных орографических единиц в составе Старопланинской морфоструктуры образуют Центральное горное поднятие (Главная Старопланинская цепь, по Ж. Гыльбову) и Предбалкан. Центральная высокоприподнятая часть Старой Планины образует горный хребет, ограниченный с юга крутым склоном вдоль Забалканского глубинного разлома, а на севере — сбросово-флексурным склоном вдоль Старопланинской фронтальной линии. Во Врачанской Планине и Василёвой Планине, которые являются составными частями морфоструктуры Предбалкана, зона неотектонической активизации смещена к северу, в результате чего планины прилегают к Центральному горному поднятию. Осложнена и северная граница Предбалканской морфоструктуры. Западная ее часть вместе с Кульской складчатой зоной (Южные Карпаты) вовлечена в опускания соседней Ломской депрессии. К востоку орографическая граница с Мизийской платформенной равниной, особенно у Восточно-Болгарского поднятия, неясная, сглаженная процессами выравнивания.

Центральное сводово-линейное и сводово-блоковое поднятие Старой Планины представляет собой единое орографическое сооружение протяженностью в широтном направлении до 530 км и средней шириной от 30 до 70 км. На западе оно имеет форму выпуклой к югу дуги, наиболее высокие участки которой превышают 2000 м. Восточнее Искырского прорыва высоты постепенно уменьшаются в сторону Черного моря. На западе морфоструктура включает Западно-Балканское сводово-блоковое

асимметричное поднятие северо-западного простирания, соответствующее Берковскому антиклинорию с глубоко обнаженным герцинским ядром и мезозойской мантией. Его вершины поднимаются выше 2000 м. В восточной части морфоструктуру пересекает глубокий antecedentный врез р. Искыр. Южнее Ботевградской котловины направление центрального хребта Старой Планины резко меняется на восточное. В районе Шипкинского антиклинория центральная цепь Старой Планины имеет в целом симметричное строение и ограничивается крутыми тектоническими склонами. На востоке высота вершин меняется от 1500—1700 до 1000—1100 м. В качестве своеобразного морфоструктурного элемента с позитивным орографическим эффектом здесь выделяется Ботевыхский доорогенный (постсреднеэоценовый) гравитационный надвиг гранитов и метаморфитов со стороны Средней горы, который венчает наиболее высокие участки Центрального горного поднятия, превышающие 2200 м.

На востоке орографически обособляется крупная часть центрального поднятия Старой Планины, включающая Котельскую структурную полосу, Лудокамчийский синклиний и часть Среднегорской зоны с верхнемеловым осадочно-вулканогенным чехлом. Эта структурная основа предопределяет формирование хребтов, тянущихся параллельно в широтном направлении и разделенных глубокими речными долинами. Максимальные высоты постепенно уменьшаются от 1000 м на западе до 500—400 м на востоке. В качестве отрицательной поперечной морфоструктуры низшего порядка выделяется Люляковская наложенная позднеэоценовая депрессия.

Северная морфоструктурная зона Старой Планины — Предбалкан — образует низко- и среднегорный пояс. На юге она отделена от центрального горного хребта сбросово-флексурным склоном вдоль Старопланинской фронтальной линии древнего заложения. Предбалкан как самостоятельная морфоструктурная единица совпадает с зоной нормальной складчатости мезозойских формаций и характеризуется прямыми или инверсионными соотношениями структур и современного рельефа. Вдоль осей всех морфоструктур развиты гряды, поперечные к субсеквентной долинной сети. Западная часть Предбалкана втянута в опускания южной периферии неогенового наложенного прогиба Ломской депрессии. Рельеф теряет здесь своей структурно-денудационный характер: преобладают денудационно-аккумулятивные пьедмонты, совпадающие с поверхностями выравнивания неоген-четвертичного возраста Ломской депрессии.

V. Аккумулятивные низменности и подножия новообразованных котловинных депрессий представляют важный элемент морфоструктурной дифференциации страны. Как подчеркнул И. П. Герасимов (1949), котловинный рельеф Болгарии отличается сложным типологическим разнообразием, тесно связанным с положением депрессий в общей схеме главных морфоструктур. К югу от Забалканской шовной зоны наложенные или унаследованные от позднеальпийского развития котловинные депрессии строго приурочены к пограничным разломам главных и второстепенных морфоструктур. В случаях, когда они образованы вдоль глубинных разломов, они формируют цепи замкнутых или открытых с одной стороны понижений (Забалканская группа котловин, Струмский грабенный комплекс и т. д.) или обширные низменности (Верхнефракийская). Эти депрессии имеют линейные очертания, параллельные разломным зонам. Часто низинно-аккумулятивный рельеф котловин осложнен внутренними поперечными или продольными горстовыми возвышенностями. Внутригорные понижения более изолированы, часто унаследованы от депрессий позднеальпийского возраста. Как и первая группа, они также приурочены к разломно-блоковым структурам. Их дно располагается на различных абс. высотах.

Наложенные в новейшее время депрессии, по-видимому, являются гетерохронными. Наиболее древний осадочный комплекс южноболгарских депрессий имеет позднеолигоценово-раннемиоценовый возраст, а остальные — позднемиоценовый, раннеплиоценовый, позднеплиоценовый и плейстоценовый возраст. Заполнение некоторых котловинных депрессий — полициклическое, в других — одновозрастное, что свидетельствует о перерыве или унаследованности их морфоструктурного плана в новейшее время. Длительным развитием характеризуются такие котловинные депрессии, как Фракийская, которая возникла в позднеальпийское время и продолжала свое негативное развитие в миоцене, раннем и позднем плиоцене, а в районе Пловдива — Пазарджика — в плейстоцене и голоцене. Аналогичные тенденции развития обнаруживают причерноморские депрессии: Варненско-Лудокамчийская и Бургасская. Депрессии длительного развития, особенно возникающие на пересечении крупных разломных зон, принадлежат к наиболее сейсмоактивным зонам Болгарии.

VI. *Черноморская впадина* — древняя унаследованная некомпенсированная глубоководная депрессия, наложенная на западе на восточные части Мизийской эпиплатформенной равнины. Старопланинской и Крайштидо-Среднегорской горных систем. Вдоль болгарского побережья развита широкая шельфовая равнина — прямое морфоструктурное продолжение трех главных морфоструктур суши. Между шельфовой равниной и дном глубоководной котловины резко выражен тектонический континентальный склон. На болгарском шельфе почти поперечно по отношению к главным морфоструктурам выявлены грабеновые субаквальные морфоструктуры низших порядков.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ, РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С МОРФОСТРУКТУРАМИ

Морфоструктурный анализ является научной базой для глубокого и всестороннего познания процесса формирования современного рельефа страны. Он наиболее полно раскрывает последовательность чередования гео- и морфоциклов развития земной коры, перестройку или наследование общей направленности развития структурно-геологических зон, что помогает решить вопрос о нижней возрастной границе современного рельефа и формирования полигенетических поверхностей выравнивания на различных этапах тектонической стабилизации. Развитие морфоструктур находит прямое отражение в формировании гидрографической сети и морфологии речных долин.

Большинство болгарских геоморфологов в настоящее время считает, что в современном рельефе страны сохранились три главные *поверхности выравнивания* неогенового возраста, пространственно и генетически связанные с неотектоническими морфоструктурами. Эти денудационные уровни совпадают с этапами спокойного нисходящего развития рельефа и планации в позднем миоцене, раннем плиоцене и позднем плиоцене (Гылыбов, 1966). В последние годы эта схема была дополнена установленным на Дунайской равнине и в южных районах страны уровнем раннеплейстоценового (виллафранкского) возраста. На наиболее высоких вершинах выше позднемиоценовой поверхности выравнивания распространены также остатки древнего рельефа с фрагментами более древнего денудационного уровня, субпараллельного позднемиоценовой поверхности выравнивания. Синтезируя данные о существующих поверхностях выравнивания, их пространственных и высотных соотношениях, можно выделить две группы поверхностей: в одну из них входят два вершинных доорогенных уровня, а в другую — три вложенных, внутривпадинных посторогенных уровней. Аналогичные соотношения отмечаются для центральных частей Балканского полуострова (Лилиенберг, 1971). В пери-

ферических флексурно-сбросовых частях горных морфоструктур эти группы отделены друг от друга своеобразным морфологическим несогласием, выраженным в заливообразном захождении более низких поверхностей внутрь высокогорных массивов и унаследованным развитием древних поверхностей на более молодых этапах планации.

Возрастные и гипсометрические взаимоотношения денудационных уровней согласуются с цикличностью формирования комплекса орогенных моласс, их возрастом и стратиграфическими соотношениями. Наиболее древние элементы этого осадочного комплекса установлены в грабен-синклинали северного склона Родопского массива (Вапцаров, 1970), где они имеют, вероятно, позднеолигоценово-раннемиоценовый возраст и могут коррелироваться с наиболее высоколежащей доорогенной поверхностью, сформированной после инверсии в позднеальпийских депрессиях.

Формирование более низкой поверхности выравнивания связывается нами с молодым этапом тектонической стабилизации после умеренных или слабых дифференцированных движений земной коры, сопровождавшихся погружением Ломской впадины, Верхнефракийского и Нижнефракийского грабенов. В понижениях отлагалась песчано-глинистая и карбонатная серия средне-позднемиоценового (тортон-сармат) возраста. Размыты в разрезе между тортоном и сарматом в Ломской впадине связываются с локальными изменениями палеогеографической и палеогеоморфологической обстановки.

Аттийская тектоническая фаза на границе миоцена с плиоценом проявилась в новой дифференциации и повсеместной активизации главных морфоструктур. Был сформирован орографический каркас страны, возникли новые котловинные депрессии — Софийская, Санданская, Кюстендильская и др. Тектонические деформации охватили также вершинные денудационные уровни, которые были подняты на различную высоту в соответствии с темпом роста горных морфоструктур. Происходила активизация ограничивающих главные морфоструктуры разломы древнего заложения. В благоприятных геоморфологических условиях на периферии горных массивов позднемиоценовая поверхность продолжала свое развитие также и на следующем — раннеплиоценовом этапе. В унаследованных и новообразованных депрессиях накапливались орогенные молассы меотис-понтического возраста.

В конце раннего плиоцена наступила всеобщая регрессия и произошло почти полное осушение страны. Базис эрозии понизился; сформировалась долинно-речная сеть, врезавшаяся в нижнеплиоценовые отложения депрессий. В позднем плиоцене (дакий, левант) развивалась общая ингрессия и заполнение осадками долинно-речной сети и некомпенсированных понижений раннеплиоценового возраста. Сформировался новый позднеплиоценовый денудационный уровень, расположенный ниже раннеплиоценового и находящийся в отдельных морфоструктурах на почти одинаковом гипсометрическом расстоянии от него.

Валахская тектоническая активизация между плиоценом и плейстоценом проявилась новой волной тектонических дифференциаций морфоструктур по линиям пограничных разломно-флексурных нарушений с амплитудами в несколько сотен м. С нею связано образование небольших грабеновых депрессий. На следующем этапе последовало моделирование уровня подножий, который в центральной части Ломской депрессии был развит на главных водоразделах, тогда как в остальных районах страны — в виде широкого придолинного уровня на отн. высотах от 60—80 до 110—120 м. В юго-западной части Болгарии и Верхнефракийской низменности выделяются три придолинных денудационных уровня на отн. высотах 200, 140—145 и 120 м.

Вдоль долин главных рек прослеживается выдержанная серия из шести террасовых уровней плейстоценового возраста на отн. высотах

85—100, 52—60, 35—45, 20—25, 8—15, 5—7 м. Число террас довольно постоянно на устойчивых в плейстоцене морфоструктурах — Родопском массиве, Крайштидо-Среднегорской и Старопланинской горных системах, в других же районах, особенно в депрессиях, оно иногда уменьшается (например, в Ломской депрессии — до 4); в Пазарджикско-Пловдивской части Верхнефракийского грабена террасы целиком погружены и погребены.

Имеющиеся сведения о древних поверхностях регионального несогласия и размыта в разрезе мезокайнозойского осадочного чехла севернее Забалканского разлома и Крайштидо-Среднегорской морфоструктуры свидетельствуют о наличии там преимущественно локальных уровней, глубоко погребенных под более молодыми комплексами осадочного чехла. Такие уровни регионального распространения констатируются на предпермском, предтриасовом, предраннемеловом, предпозднемеловом-раннетретичном и предпозднеэоценово-олигоценовом этапах геотектонической эволюции страны. Нами воспринята концепция формирования обширной региональной мезокайнозойской поверхности выравнивания в Родопском массиве. В то же время древние денудационные уровни раннеальпийского этапа не получили прямого выражения в современном рельефе; они глубоко погребены или полностью размыты. Позднеальпийские и особенно позднеэоценово-олигоценовые уровни, а также позднемеловые-раннепалеогеновые, вероятно, имели отчасти унаследованное развитие в рамках вершинных уровней неогенового возраста. О таком унаследованном развитии существуют данные для западных районов Старопланинской горной системы, Крайштидо-Среднегорской зоны и Родопского массива. Подобные денудационные уровни определяли первичный выровненный рельеф, который продолжал свое унаследованное развитие в периоды неогеновой планации. Существование такого древнего рельефа подтверждается обнаружением в Родопском массиве откопанного пенепплена под олигоценовыми отложениями (Христов, 1969).

Развитие *гидрографической сети* Болгарии показывает ее тесную генетическую и пространственную связь с особенностями неотектонических морфоструктур. Она повторяет поперечные или продольные направления общей широтной ориентации альпийских орографических линий, особенно подчеркнутых в Старопланинской горной системе. На Дунайской равнине направление речной сети обусловлено общим наклоном неогеновых аккумулятивных поверхностей Ломской депрессии и плоскогорья Северо-Болгарского поднятия. В южных районах страны гидрографическая сеть отражает радиально-лучевую, линейную или продольную дифференциацию сводово-блоковых морфоструктур.

Разнообразная морфология речных долин обусловлена их историческим развитием. В горных морфоструктурах продолжительного развития они глубоко врезаны. В предгорных и внутригорных впадинах — грабенах они неглубоки и котловинообразно расширяются. Сложной морфологией характеризуются долины транзитных рек, пересекающих различные морфоструктуры. Их конфигурация изменялась в процессе формирования грабеновых бассейнов на различных этапах трансгрессий и регрессий. Коренную трансформацию пережили долины после регрессии раннеплиоценовых бассейнов. На позднеплиоценовом этапе они были погребены, а в плейстоцене — частично или полностью откопаны. Изменение морфологии этих долин выражается чередованием долинных расширений в депрессиях и формированием antecedentных или эпигенетических ущелий в тектонических и литоструктурных преградах. Наиболее ярким примером долин транзитных рек сложного исторического развития является долина р. Искыр. Она выработана в резко различных морфоструктурах — Родопском горном массиве, Крайштидо-Среднегорской и Старопланинской горных системах, в Дунайской эпиплатформенной равнине. Ее заложение, вероятно, относится к позднему палеогену,

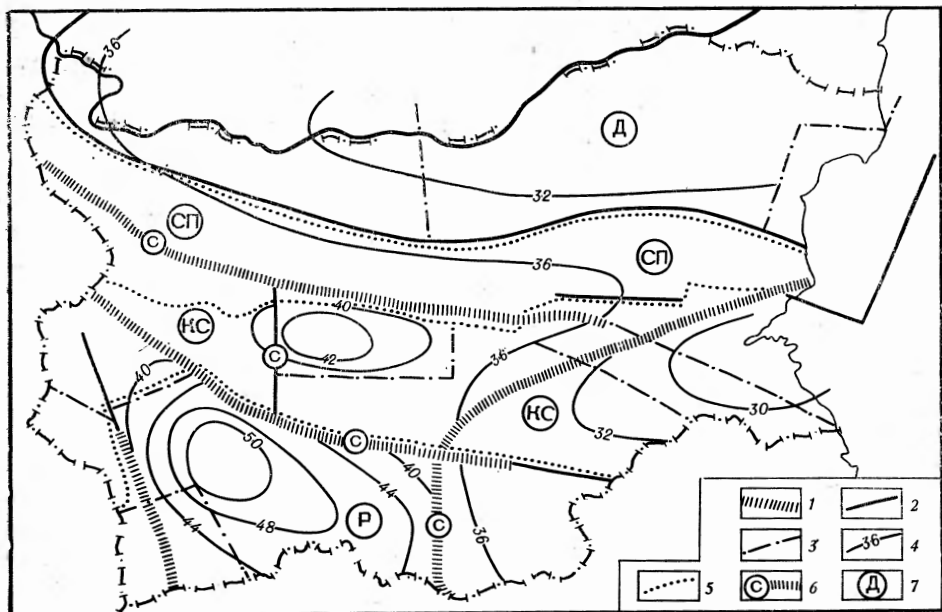


Рис. 3. Схема соотношений глубинных блоковых структур с главными морфоструктурами (по данным Велчева и др., 1971; Добрева, Шукина, 1974).

1 — разломы земной коры и верхней мантии (на глубины более 50 км); 2 — внутрикоровые разломы; 3 — разломы кристаллического (догерцинского) фундамента; 4 — изолинии поверхности Мохоровичича; 5 — границы главных морфоструктур; 6 — Средецкая поперечная разломная система; 7 — главные морфоструктуры: Д — Дунайская эпиплатформенная равнина, Р — Родопский горный массив; СП — Старопланинская эпигеосинклинальная горная система; КС — Крайштидско-Среднегорское эпигеосинклинальное складчато-блоковое низгорье

а развитие продолжалось в сложномменявшихся палеогеоморфологических условиях в течение всего неотектонического этапа.

Сложная трансформация морфоструктур на неотектоническом этапе определяет отсутствие в современном рельефе элементов древних донеотектонического возраста. Только в Ломской впадине обнаружены фрагменты древней долинной сети олигоценового возраста, заполненные тортонскими осадками.

Общая пространственная схема гидрографической сети и водоразделов не только фиксирует неотектонические морфоструктуры, но и является надежным признаком обнаружения элементов древних, пассивных, структурно-геологических планов и линеаментных зон древнего заложения. Значительная часть долинной речной сети, особенно в Родопском массиве, ориентирована по древним разломам и зонам дробления. Такая приуроченность к структурным линиям устанавливается в Старопланинской горной системе, в Крайштидах и т. д.

Структурно-геоморфологический анализ территории Болгарии позволяет установить признаки аномалий общего плана главных морфоструктур, тесно связанных с глубинным строением земной коры и корово-мантийными разломными системами. Сопоставление карты глубинных разломов (рис. 3) с планом морфоструктур (рис. 2) обнаруживает как прямые взаимосвязи, так и некоторые несовпадения. Устанавливаются секущие, трансморфоструктурные нарушения, которые на поверхности проявляются как нетипичные, неотчетливые орографические аномалии. Подобный характер имеет так называемая Средецкая диагонально-разломная система. Она выделяется орографически на пограничных участках между главными морфоструктурами, например на северной периферии Западно-Балканского поднятия, в восточной части Софийского Среднегорья, на северном и восточном разломно-флексурных склонах Рила-Западно-Родопского поднятия. Вдоль этой крупной глу-

бинной структуры наблюдается смена орографических направлений. В ряде случаев ориентация речных долин также совпадает с разломной системой, что объясняется раздробленностью горных пород. Средецкая диагонально-разломная система делит территорию страны на две части с различным морфоструктурным эффектом вертикальных деформаций валахской тектонической активизации. Этим объясняются различия в высотном положении плиоценовых денудационных уровней по обе стороны данной системы: в северо-восточной ее части они располагаются на 500 м ниже, чем в юго-западной. Эта система характеризуется как одна из наиболее ярко выраженных рудооконцентрирующих разломных систем Болгарии (Dragov, 1975). Аналогичные морфоструктурные признаки существуют и в юго-восточных районах Болгарии, что имеет особое значение при металлогеническом районировании страны. Большой интерес представляет выявление взаимосвязей современного морфоструктурного плана и его развития с рядом других процессов, таких, как современные медленные и быстрые (сейсмические) движения земной коры, деятельность термальных источников и т. п.

ЛИТЕРАТУРА

- Бончев Е. Основы на тектониката на България. В кн. «Основы на геол. на България», София, 1946.
- Бончев Е. Проблеми на българската геотектоника. София, «Техника», 1971.
- Велчев Цв., Дачев Хр., Петков Ив. Морфотектонические структуры Болгарии и их отражение в геофизических полях. Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae, v. 15, 1971.
- Вапцаров Ив. Происход и развитие на Бряговско-Вълчеполското морфоструктурно понижение в Източните Родопи. «Изв. на Географ. Ин-т БАН», т. XIII. София, Изд-во БАН, 1970.
- Вапцаров Ив., Мишев К., Данева М. Морфоструктурен анализ на рельефа на Васильовска планина и съседните ѝ части от Главната Старопланинска верига и Средния Предбалкан. «Изв. на Географ. Ин-т БАН», т. XII. София, Изд-во БАН, 1969.
- Герасимов И. П. Геоморфологические наблюдения в Болгарии. В сб. «Проблемы физической географии», т. XIV. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Герасимов И. П. Географски наблюдения в България. «Изв. на Географ. Ин-т БАН», т. III. София, Изд-во БАН, 1957.
- Герасимов И. П. Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. М., «Наука», 1976.
- Гълъбов Ж. Кратка физико-географска характеристика на България. В кн. «Основы на геол. на България», София, 1946.
- Гълъбов Ж. География на България, т. I, София, Изд-во БАН, 1966.
- Гълъбов Ж., Мишев К., Вапцаров Ив. Морфоструктурно развитие на Северородопския склон между долините на реките Яденица и Чепеларска. В сб. «Проблемы на географията на НР България», т. III. София, 1972.
- Добрев Т. Б., Шукин Ю. К. Геофизические поля и сейсмичность Восточной части Карпато-Балканского региона. М., «Наука», 1974.
- Лилиенберг Д. А. Морфоструктурные особенности Македонии. В сб. «Структурная и климатическая геоморфология», М., «Наука», 1966.
- Лилиенберг Д. А. Геоморфологические уровни центральной части Балканского полуострова. В сб. «Проблемы на палеогеоморфоложкото развитие на България». София, Изд-во БАН, 1971.
- Мишев К., Данева М. Морфоструктурен анализ на Южния Старопланински склон и подножие между проломоте на реките Беленска и Мараш. «Изв. на Географ. ин-т БАН», т. XIV. София, Изд-во БАН, 1970.
- Мишев К., Данева М. Морфоструктурни изследвания на релефа на част от Котленско-Сливенския дял на Източна Стара планина. «Изв. на Географ. ин-т БАН», т. XV. София, Изд-во БАН, 1972.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Христов Р. Геоморфоложки изследвания и неотектоника на района между Стара река и р. Вьча. «Годишник ВМГИ», т. IV, вып. 2. София, 1969.
- Яранов Д. Тектоника на България. София, «Техника», 1960.
- Cvijić J. Die Tektonik der Balkanhalbinsel. Comptes R. de IX Congrès géol. int., Vienne, 1904.
- Dragov P. The Sredec Ore Arc — A Zone of High Metallogenic Activity in the Balkan Peninsula. «Geologica Balcanica», v. 5, No. 1, Sofia, 1975.
- Gellert I. Beobachtungen und Betrachtungen zur Morphologie West-Bulgariens. «Z. Geomorph.», VII, No. 2/3, 1932.

Jaronoff D. Morfologie der Hinterbalkanischen Backen. «Спис. на Българ. геол. д-во», т. VII, № 3. София, 1935.
Louis H. Morphologische Studien in Südwest-Bulgarien. «Geogr. Abhandl.», III, Reihe No. 2, Stuttgart, 1930.

Българская академия наук
Единый центр наук о Земле
Географический институт

Поступила в редакцию
14.VI.1977

MAIN REGULARITIES IN THE DEVELOPMENT OF THE MORPHOSTRUCTURES IN BULGARIA

VAPSTAROV I., MISHEV K.

Summary

Morphostructures of Bulgaria and eastern Balkan Peninsula underwent changes and transformations more than once during their long and complicated development. Hence their base is heterogeneous; the morphostructural integration was not achieved until the neotectonic stage when the present day orography came into being. The morphostructural differentiation reveals block structures of the earthcrust and deep faults control.

The largest morphostructures are as follows: I — the Danubian (Mizian) epiplatform plain; II — the Rhodopes median mountain massif; III — Kraishtid-Srednogora block-faulted low mountains; IV — Stara Planina epigeosynclinal mountain system; V — complex of accumulative surfaces within the limits of young foretroughs and intermountain depressions; VI — the Black Sea basin.

An alternation of geocycles and morphocycles in the relief development resulted in planation surfaces formation and changes of drainage pattern. Five main erosion surfaces can be identified, which belong to the neotectonic stage: two summit levels (Late Oligocene — Early Miocene and Tortonian — Sarmatian) and three lower post orogenic levels (Early Pliocene, Late Pliocene and Late Pliocene — Early Pleistocene). There is also a broad regional Meso-Cenozoic planation surfaces as well as buried levels, the latter being formed before Permian, before Triassic, before Early Cretaceous, before Late Cretaceous — Early Tertiary and before Late Eocene — Oligocene. Drainage pattern reflects main features of the morphostructural plan. Its changes mainly date back to Late Pliocene and Pleistocene. Pre — neotectonic river valleys are practically of no significance to the recent topography.

The morphostructural differentiation is in close connection with deep structures of the earthcrust and the upper mantle, both direct and inverse relation being traced. Structural geomorphological studies are conducted with the aim of search of minerals and mineralizing faults, metallogenic and seismotectonic zonation of the Bulgaria, studies of recent crustal movement, thermal spring activity etc.
