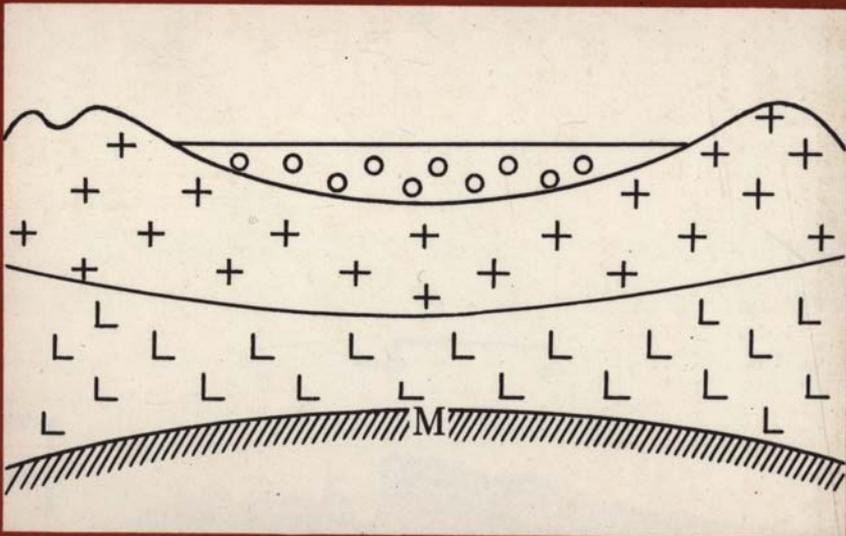




В.Г. Николаев

ПАННОНСКИЙ БАССЕЙН



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.Г. НИКОЛАЕВ

ПАННОНСКИЙ БАССЕЙН
(строение осадочного чехла
и развитие)

Труды, вып. 406



МОСКВА
"НАУКА"
1986

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.G. Nikolaev

PANNONIAN BASIN
(Sedimentary cover structure and development)

Transactions, vol. 406

Н и к о л а е в В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). — М.: Наука, 1986 (Труды ГИН АН СССР; Вып. 406).

Работа является сводкой по геологическому строению Паннонского бассейна, одной из своеобразных нефтегазоносных структур. Он образовался как единая структура в паннонско-антропогеновое время. Тогда же утонялась земная кора региона. Проведено сравнение с близкими структурами Средиземноморья (Эгейское, Черное моря и др.).

Табл. 3, ил. 67, библиогр. 238 назв.

Рецензенты:

Н.В. Короновский, А.Ф. Грачев

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

А.Е. Шлезингер

Reviewers:

N.V. Koronovsky, A.F. Grachev

Editorial board:

Academician А.В. Пейве (Editor-in-Chief),
Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev,*
V.G. Gerbova, V.A. Krashenninikov

Responsible editor

A.E. Shlezinger

ВВЕДЕНИЕ

Большое значение в геотектонике придается изучению осадочных чехлов, структурный анализ которых способствовал созданию теории о платформах, разработанной главным образом советскими учеными. Благодаря глубокому бурению и сейсморазведке удастся изучать структуры с мощными толщами осадочного чехла на континентах и океанах. Как правило, они характеризуются утоненной консолидированной земной корой. Установление связи между формированием мощных осадочных чехлов и строением глубоких горизонтов земной коры дает возможность подойти к разработке механизма образования осадочных бассейнов.

В последнее время Лаборатория региональной тектоники Геологического института АН СССР проводит тектонические исследования осадочных бассейнов с утоненной консолидированной корой. К такому же типу структур относится Паннонский бассейн, расположенный в центре Европы и окруженный со всех сторон горными сооружениями Альп, Карпат, Апусеней, Динарид. Он представляет собой обширную низменность с отдельными возвышенностями. На территории бассейна находится шесть государств. Центральная его часть расположена в Венгрии, краевые — в СССР, Чехословакии, Австрии, Югославии, Румынии.

Паннонский бассейн выполнен неоген-антропогеновыми осадочными образованиями мощностью до 7000 м, а по данным некоторых геофизиков, до 9000 м [Годовой..., 1973]. В его пределах известны мощные кайнозойские вулканогенные образования. Паннонский бассейн характеризуется наибольшими в Европе значениями теплового потока и приподнятым положением поверхности Мохоровичича. В пределах западной части Альпийского складчатого пояса он является своеобразной структурой, резко отличающейся от всех остальных структурных элементов этого региона.

Паннонский бассейн в настоящее время является одной из наиболее изученных структур в мире. Громадное количество скважин (более 10 000), густая сеть сейсмических профилей разной модификации позволяют детально осветить строение неоген-антропогенового осадочного чехла и донеогеновых пород. Через территорию бассейна проходит большое количество профилей ГСЗ, позволяющих представить строение глубоких горизонтов земной коры. Достаточно хорошо известны геофизические параметры и тепловой поток этого региона.

Пока еще не было исследований, посвященных всестороннему изучению Паннонского бассейна как единой структуры. Восполнить этот пробел являлось одной из задач настоящей работы. Наличие большого количества разнообразного материала помогает нарисовать объективную картину строения и воссоздать детальную историю развития Паннонского бассейна начиная с момента его заложения до настоящего времени. Кроме того, становится возможным освещение донеогеновой предистории развития этой территории. Материалов же по подстилающим комплексам пород других структур с мощным осадочным чехлом и утоненной консолидированной корой обычно не хватает, поэтому их предистория во многом субъективна. Хорошая геологическая и геофизическая изученность неоген-антропогенового чехла Паннонского бассейна явилась причиной выбора его как основного объекта изучения. Одной из главных задач работы было проведение сравнительно-тектонического анализа

Паннонского бассейна и близких ему структур. Для этой цели были использованы материалы по Трансильванской впадине, акватории Эгейского моря и глубоководным бассейнам Средиземноморского пояса.

Исследования Паннонского бассейна были начаты автором в 1975 г. Полевые работы проходили в Советском Закарпатье, Венгрии, Чехословакии и охватывали почти всю территорию Паннонского бассейна. Донеогеновое основание изучалось в Карпатах, где на поверхность выходят мел-палеогеновые флишевые толщи; мезозойские образования и их структура — в горах Бюкк, Мечек, Венгерское Среднегорье; палеозойские и докембрийские толщи — в Словацком Рудогорье, Малых Карпатах и в других местах. Кроме того, использовались данные глубоких скважин, вскрывших донеогеновые породы. Основой для расшифровки структуры неоген-антропогенового чехла являлись данные бурения и сейсмические профили. Глубокие разведочные скважины осветили весь его разрез. На максимальную глубину он вскрыт скв. Хэд-мезевашархей-1 (гл. 5842 м), расположенной в центральной части бассейна (Венгрия). За время исследований была проведена корреляция и рассмотрены мелкие и глубокие скважины, пробуренные как в Советском Закарпатье, так и за рубежом (Венгрия, Чехословакия). Сейсмические профили разных модификаций позволили проследить отдельные структурные подразделения по всей площади бассейна. По его краям и в районах выступов донеогеновых пород были обнаружены отдельные структурные несогласия и мелкие структуры. Все это позволило дать детальную характеристику строения неоген-антропогенового чехла Паннонского бассейна. Большое внимание уделялось вулканитам. Было собрано много образцов из всех основных районов их распространения (Выгорлат-Гутинский хребет, горы Центрально-Словацкие, Токайские, Бержень, Венгерское Среднегорье и др.), рассмотрены шлифы, сделано петрографическое описание, проведены химические анализы и т.д. Для более полного изучения исследуемых районов, а также для ознакомления с другими частями бассейна (Австрия, Румыния, Югославия) привлекались литературные и картографические материалы. На литературных данных основаны главы, посвященные сравнительно-тектоническому анализу.

Автор выражает глубокую благодарность академику А.Л. Яншину, А.А. Белову, А.С. Перфильеву, А.Б. Дергунову, А.А. Моссаковскому, С.Д. Соколову, И.В. Хворовой, Б.П. Золотареву, А.Л. Книпперу, М.Г. Леонову, И.Г. Щербе (ГИН АН СССР); М.А. Безру (ВИМС); Ю.П. Скотыньскому (БГЭ), Р.Г. Гарецкому (ИГГ АН БССР); М.М. Кухтикову (ГИН ТаджССР); академику Е. Бончеву, И. Боянову, Д. Йосифову (БАН); З. Балла (Геофизический институт, Венгрия); Я. Земану, Й. Планчару (ЧСАН) и др. Большую помощь в сборе материалов по зарубежным территориям оказали Б. Надь, З. Балла, А. Ямбор, профессор К. Балог, П. Дьярмати, Б. Бардоц, Д. Погачаш, Б. Янчки (Венгрия); Я. Сенеш, академик М. Магел, Й. Возар, Р. Йиржичек, Д. Ваш (Чехословакия); М. Лупу, М. Радулеску (Румыния).

Автор особенно благодарит А.Е. Шлезингера, который постоянно следил за ходом работы, давал советы и консультации, и споры с которым нередко помогали найти истину. Большую помощь в оформлении работы оказали В.П. Уткина и Е.Г. Матецкая, которым автор искренне признателен.

Необходимо отметить, что исследования Паннонского бассейна и создание этой монографии стали возможны только благодаря участию автора в работе Проблемной комиссии IX многостороннего сотрудничества Академий наук социалистических стран "Геосинклиальный процесс и становление земной коры".

ГЛАВА ПЕРВАЯ

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПАННОНСКОМ БАССЕЙНЕ (краткий очерк)

Известно, что еще во II в. до н.э. в римских поселениях, расположенных в районе Будапешта, использовались термальные воды. В течение последующих веков на территории Паннонского бассейна разрабатывались многочисленные полезные ископаемые. В середине XIX в. Паннонский бассейн привлек особое внимание геологов альпийской школы, обнаруживших под выполняющими его кайнозойскими отложениями складчатые зоны, которые прослеживаются в окружающих горных сооружениях.

Термин "бассейн" был впервые применен к этой структуре в конце XIX в. венгерским геологом Телеги Ротом. Этот термин (бассейн осадочный, осадочных пород, нефтегазоносный и т.д.), часто употребляемый для областей нефте- и газонакопления широко применяется и в тектонической литературе [Справочник..., 1970]. Вопрос о применении термина "бассейн" очень подробно был рассмотрен Н.Б. Вассоевичем [1979]. В настоящей работе под бассейном понимается крупная структура синклинального строения, выполненная осадочным чехлом.

Существует несколько крупных работ, освещающих различные аспекты строения Паннонского бассейна. Следует прежде всего отметить мелкомасштабные тектонические карты и объяснительные записки к ним [Международная..., 1962; Тектоника..., 1964; Тектоника..., 1966; Тектоническая..., 1966; Тектоника..., 1978], в которых рассматриваются в основном складчатые структуры, окружающие бассейн. Следует отметить также работу Д. Вейна [Gu. Wein, 1969] о донеогеновом фундаменте венгерской части Паннонского бассейна. Крупной работой явились Тектоническая карта Карпато-Балканской горной системы и объяснительная записка к ней, составленные под редакцией М. Магеля [Тектоническая..., 1973; Tectonics..., 1974]. В них обобщены данные по этому региону примерно на 1970 г. Паннонский бассейн разделен на ряд структур, относящихся к отдельным этапам позднеальпийского развития (савскому, штирийскому и др.). Неоген-антропогенный вулканизм рассмотрен в монографиях Е.Е. Милановского, Н.В. Короновского [1973] и М. Магеля [Mahel, 1978]. Стратиграфии, литологии и строению осадочного чехла Паннонского бассейна посвящены работы Э. Вадаса [1964], Н. Онческу [1960], Ш. Яшко [Jasko, 1973, 1977] и др. Следует отметить крупные работы, проводимые коллективом НИИЗарубежгеология [Наместников и др., 1977; Нефтегазоносные..., 1981; и др.], в которых рассматриваются мезозойско-кайнозойские отложения этого региона, прежде всего с позиций перспективности на нефть и газ.

На примере донеогенового основания Паннонского бассейна Г. Штилле [1964] выделил крупный структурный элемент земной коры — срединный массив [Zwischengebirge]. Многие геологи рассматривали Паннонский бассейн как орогенную альпийскую структуру, наложенную на древний срединный массив (Тиссия, Паннонский, Венгерский и т.д.), который обтекают разновозрастные складчатые сооружения [Славин, 1958, и др.]. Одним из первых эту точку зрения поставил под сомнение А.Л. Яншин [1965], который дал детальный анализ срединных массивов вообще и Венгерского "массива" в частности. В дальнейшем при получении новых фактических

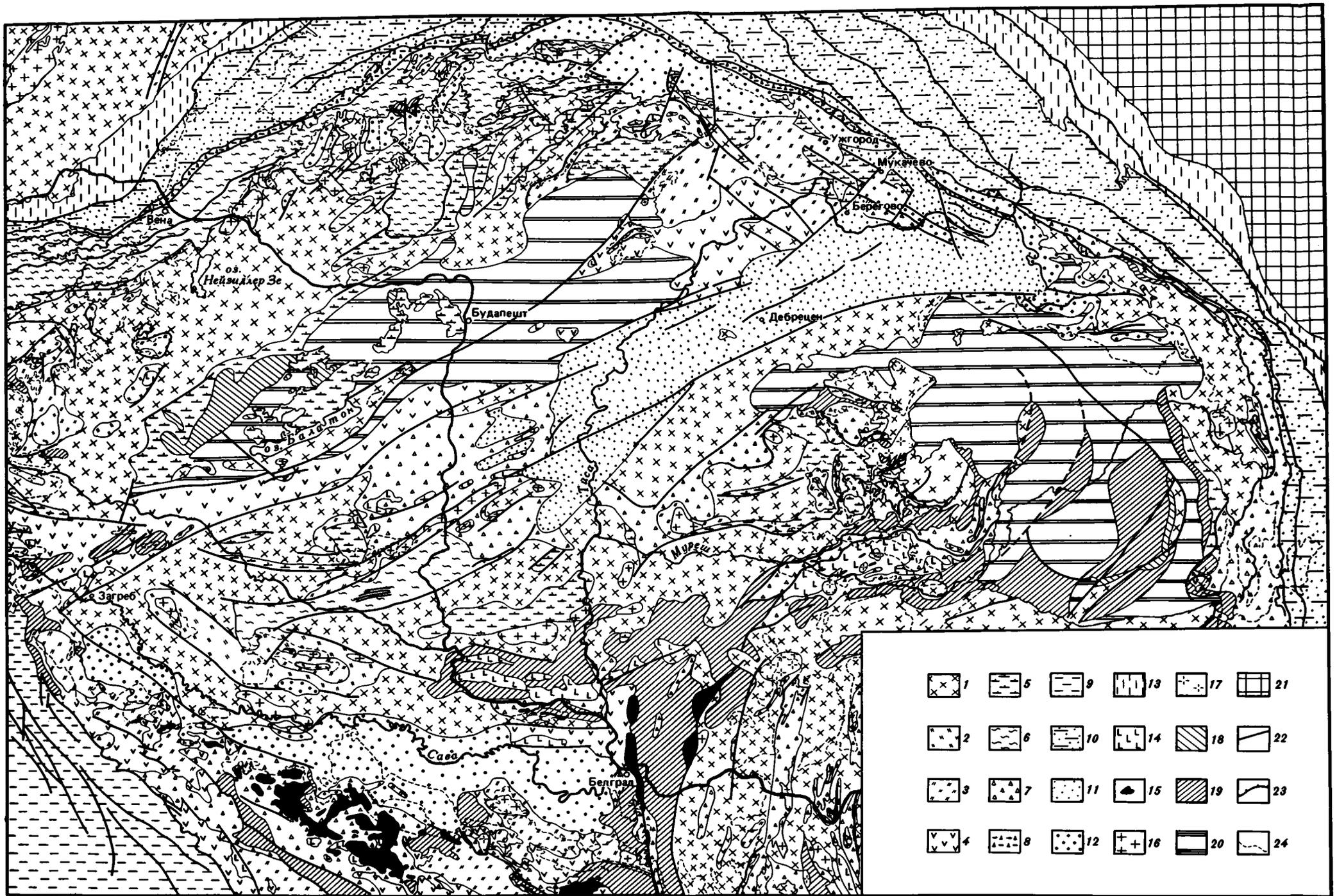


Рис. 3. Карта донеогеновых структурно-формационных комплексов Паннонского бассейна и окружающих районов

1-17 - геосинклинальные и орогенные складчатые комплексы: 1 - докембрийско-нижнепалеозойский, 2 - нижне-среднепалеозойский эвгеосинклинальный, 3 - средне-верхнепалеозойский миогеосинклинальный и орогенный, 4 - верхнетриасовый эвгеосинклинальный, 5 - триасовый миогеосинклинальный, 6 - триасово-меловой миогеосинклинальный, 7 - юрско-нижнемеловой эвгеосинклинальный, 8 - юрско-меловой геосинклинальный Клипповой зоны, 9 - юрско-мело-

вой миогеосинклинальный, 10-12 - флишевые: 10 - мел-палеогеновый, 11 - верхнемел-палеогеновый, 12 - палеогеновый, 13 - олигоценевый орогенный, 14 - основных пород, 15 - ультраосновных пород, 16 - средне-верхнепалеозойских гранитов, 17 - мел-палеогеновых гранитов; 18-20 - комплексы осадочного чехла: 18 - юрско-меловой, 19 - верхнемеловой, 20 - палеогеновый; 21 - чехол Восточно-Европейской платформы; 22 - основные разрывные нарушения (сдвиги, сбросы, надвиги и т.д.); 23 - линии основных тектонических покровов; 24 - граница распространения неоген-антропогенного чехла Паннонского бассейна

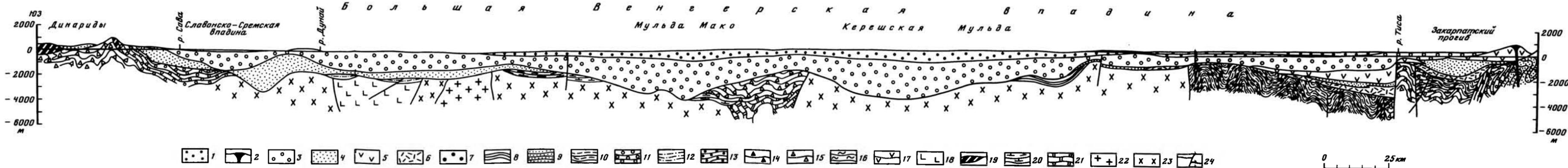


Рис. 18. Геологический разрез через Паннонский бассейн по линии Динариды—Закарпатский прогиб

1—6 — комплексы неоген-антропогенного чехла: 1 — антропоген, 2 — плиоцен-антропогенные базальты, 3 — верхний миоцен (панни) — плиоцен, 4 — миоцен (без паннонского яруса), 5 — средний вулканический комплекс (миоцен), 6 — нижний вулканический комплекс (миоцен); 7 — комплексы Предкарпатского краевого прогиба; 8—23 — донеогеновые комплексы: 8 — палеоген чехольного типа, 9 — мел-палеогеновый флишевый Внешних Карпат, 10 — верхнемел-палеогеновый Дебреценского трога, 11 — палеогеновый

флишевый Внутренних Карпат, 12 — верхнемеловой чехольного типа, 13 — юрско-меловой чехольного типа, 14 — юрско-меловой Клипповой зоны, 15 — юрско-нижнемеловой эвгеосинклинали, 16 — триасво-меловой миогосинклинали, 17 — верхнетриасовый эвгеосинклинали, 18 — триасово-юрских ос-средне-верхнепалеозойский миогосинклинали, 19 — верхнетриасовых ультраосновных пород, 20 — триасовый миогосинклинали, 21 — средне-верхнепалеозойский миогосинклинали, 22 — средне-верхнепалеозойских гранитов, 23 — докембрийско-нижнепалеозойский; 24 — разрывные нарушения разных типов

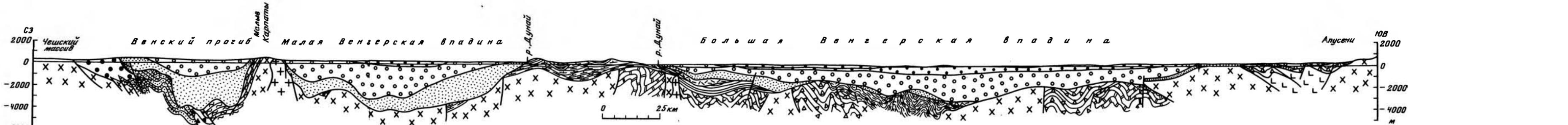


Рис. 19. Геологический разрез через Паннонский бассейн по линии Чешский массив—горы Апусени

Условные обозначения см. на рис. 18

данных мнение о том, что основанием Паннонского бассейна не является срединный массив, развивали и другие исследователи [Белов и др., 1976; Муратов, Яншин, 1976; Szádeczky-Kardoss, 1978; и др.]. Однако и сейчас есть геологи, утверждающие, что в основании бассейна находится байкальский срединный массив, правда, разорванный отдельными трогами [Довгаль, 1977; Jantsky, 1976].

Большинство исследователей считает неоген-антропогенный Паннонский бассейн орогенной структурой, возникшей на последней стадии альпийского этапа развития, а неоген-антропогенные отложения бассейна — самостоятельным орогенным структурным этажом [Милановский, Короновский, 1973; Муратов, Яншин, 1976; Mahel, 1976; и др.]. Это обосновывается прежде всего характером вулканизма и составом осадочных толщ.

Примерно с 1970 г. к этому региону стали применяться модели, основанные на положениях новой глобальной тектоники. Дж. Дьюи с соавторами [Dewey et al., 1973] одними из первых стали считать дугу Карпат островодужной структурой, возникшей в результате субдукции. В дальнейшем целый ряд геологов развивал эту точку зрения [Bleachu et al., 1973; Boccaletti, 1977; Boccaletti et al., 1976; Radulescu, Sandulescu, 1973; и др.]. Венгерский тектонист Е. Садецки-Кардош [Szádeczky-Kardoss, 1973, 1975, 1976] в пределах Паннонского бассейна выделил целый ряд разновозрастных зон субдукции и связанных с ними вулканических поясов с возрастом 20—23 млн лет (рис. 1). Однако петрохимические исследования неогеновых вулканитов бассейна показывают различия между ними и вулканическими образованиями современных островных дуг [Леха, Конеску, 1974].

Образование Паннонского бассейна часто связывают с молодыми неогеновыми процессами растяжения коры [Кропоткин, 1980; и др.]. Растяжение и утонение коры является следствием поднятия территории выше уровня изостатического равновесия, вызванного выдавливанием вверх обширного мантийного диапира. Ф. Хорват, Л. Штегена и др. [Boccaletti et al., 1976; Horvath, Stegena, 1977; Stegena et al., 1975; и др.] считают Паннонский бассейн внутридуговой (interarc) структурой. Они предполагают, что вдоль Карпатской дуги проходит позднеолигоценно-раннемиоценовая зона субдукции. Ее следствием является мантийный диапир, в кровле которого происходит апвеллинг частично расплавленного мантийного материала. Эти авторы предложили схему эволюции Паннонского бассейна в неогене (рис. 2), в которой учтено большинство данных по глубинному строению территории бассейна.

В эту схему не укладываются геологические данные о строении неогенового чехла бассейна, составе вулканитов, о соотношении со складчатыми сооружениями Альп и т.д. Наличие мантийного диапира или поднятия мантии на территории бассейна подтверждается многими исследователями. Однако встает вопрос о процессах, вызвавших возникновение этого диапира и времени его образования, а также о степени влияния на геологическое развитие региона. Например, английский геолог А. Крауфорд [Crawford, 1977] считает, что мантийный диапир появился в позднем мезозое и развивался в течение кайнозоя с наивысшей активностью в неогене. Формирование Карпатской дуги и Паннонского бассейна, а также образование современной речной системы этого региона он объясняет движением отдельных блоков земной коры. Движения отдельных блоков во время кайнозоя в Карпато-Балканском регионе (Тиссия, Трансильвания и др.) предполагает и целый ряд других исследователей [Airinei, 1977; Burchfiel, 1980; Channel, Horvath, 1976; Pavelescu, Nitu, 1977; и др.]. К сожалению, в этих работах: используются данные о глубинном строении и общие представления о геологическом строении, но не учитывается конкретный геологический материал, что является причиной и некоторой недостоверности построений.

В.Г. Свириденко [1978] дал критический обзор применения положений новой глобальной тектоники к региону Паннонского бассейна. Одним из самых важных его возражений против ее использования является симметричное строение Карпат и Динарид по отношению к Паннонскому массиву (здесь В.Г. Свириденко неправильно употребляет термин "массив"). Еще одним серьезным доказательством неприменимости плейттектоники к этому региону служит отсутствие сейсмофокальных зон, сопоставимых с зонами Беньюфа. Вместе с тем В.Г. Свириденко отвергает крупные горизонтальные перемещения на этой территории в течение мезозоя, которые, однако, доказаны геологическими данными [Белостоцкий, 1977; Книппер, 1975; Хаин и др., 1977; и др.]. З. Балла, один из самых активных сторонников гипотезы тектоники

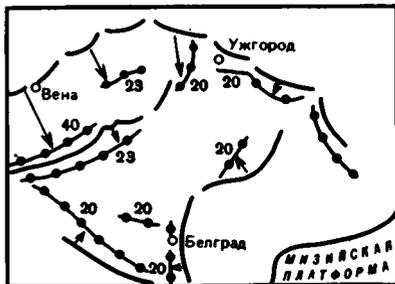


Рис. 1. Схема расположения зон субдукции и вулканических поясов в Паннонском бассейне [Szadeczky-Kardoss, 1975]

1 — зоны субдукции; 2 — вулканические пояса и их возраст, млн лет; 3 — линии корреляции зон субдукции и вулканических поясов

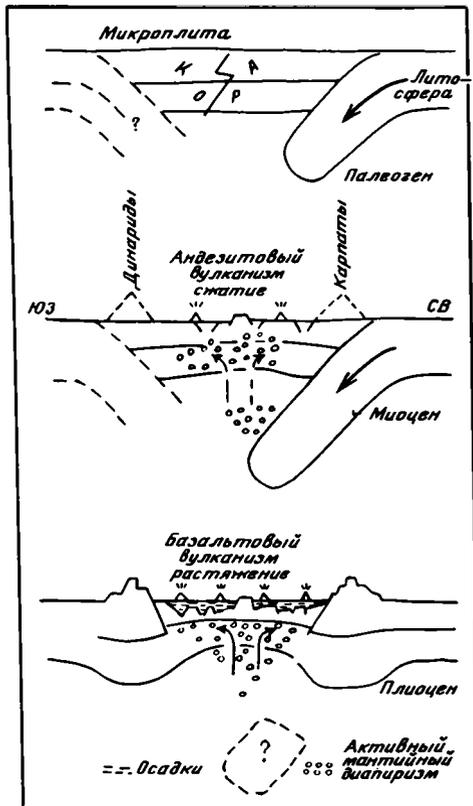


Рис. 2. Схема эволюции Паннонского бассейна в неогене [Stegena et al., 1975]

плит для этого региона, по поводу движения микроплит в кайнозойское время пишет: "Реальность нарисованной картины не доказана, но опровержений также не существует" [Balla, 1980, с. 41]. Если с первой частью фразы можно согласиться, что со второй — нет. Опровержения существуют, и первое из них — это наличие иенарушенного осадочного чехла Паннонского бассейна.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ДОНЕОГЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАННОНСКОГО БАСЕЙНА И СОПРЯЖЕННЫХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Паннонский бассейн окружен со всех сторон складчатыми горными сооружениями, в которых обнажаются разновозрастные донеогеновые комплексы. С севера и востока — это дуга Карпат, разделяемых на Внутренние и Внешние, с запада и юга — складчатые системы Альп и Динарид, с юго-востока — Сербско-Македонский массив и структуры Южных Карпат. Результаты глубокого бурения и геофизические материалы последних лет дают возможность проследить распространение донеогеновых комплексов под осадочными и вулканогенными неоген-антропогенными образованиями Паннонского бассейна и Трансильванской впадины (рис. 3, см. вкл.).

Наиболее древними, относимыми по возрасту к докембрию, возможно нижнему палеозою, являются сланцево-гнейсовые толщи, вскрытые скважинами в различных районах Паннонского бассейна¹. Они известны в его северо-западной части в преде-

¹ При описании положения донеогеновых комплексов термин "Паннонский бассейн" употребляется как географическое понятие.

лах Малой Венгерской впадины, где кристаллические породы сопоставляются с докембрийскими гнейсами Восточных Альп, Малых Карпат и блока Вепорид. Кристалликум этих районов прослежен под центрально-словацкими вулканитами [Biela, 1978a; Fusan et al., 1969]. Аналогичные образования обнаружены скважинами в узкой зоне южнее оз. Балатон, которая протягивается к северо-востоку. Кварцитовые сланцы и граниты этой зоны обнажены в горах Веленце. Глубокометаморфизованные породы, представленные гранито-гнейсами и мигматитами, распространены в юго-восточной части Паннонского бассейна. Они имеют облик, близкий к докембрийским образованиям Сербско-Македонского массива и блока докембрия гор Апусени [Jantsky, 1976; Kovács, 1978]. Среди гранито-гнейсов довольно широко распространены амфиболиты [Szalay, 1977]. Они вскрыты рядом скважин (Иллеш, Фюзешдьярмат и др.) в центральной части бассейна. Отдельные древние блоки, имеющие аллохтонное залегание, расположены в Восточных Карпатах (Мармарошский массив и др.) и по геофизическим данным предполагаются под неогеновыми вулканитами гряды Келимани—Харгита. Кристаллические сланцы вскрыты отдельными скважинами в центральной части Трансильванской впадины. По данным югославских исследователей, аналогичные образования прослеживаются в северной части Югославии до среднего течения р. Сава [Filjak i dr., 1969; Kemenci, Canovic, 1978].

В центральной части Паннонского бассейна докембрийские толщи обнаружены к югу от гор Мечек, где они вытягиваются неширокой полосой в северо-восточном направлении, образуя так называемый хребет Морадь. Севернее гор Мечек с таким же простиранием расположена гряда Лоци, сложенная гнейсами. В северо-восточной части Паннонского бассейна около г. Шаторальяуйхей и на северном окончании Земплинского "острова" обнажаются гранатово-дистеновые гнейсы, которые также относятся к докембрию. Радиологические датировки рассматриваемых пород различными методами дают интервал возраста от 500 до 1180 млн лет [Тектоника..., 1978; Wein, 1973; и др.]. Максимальная цифра 1397 млн лет получена по биотиту из гранит-порфира скв. Салатнак-3 [Jantsky, 1976].

Нижне-среднепалеозойский эвгеосинклиальный комплекс представлен метаморфизованными известняками и глубоководными кремнистыми образованиями с основными интрузивными и эффузивными породами. Максимальное их распространение известно в Восточных Альпах и Гемеридах [Тектоника..., 1978; Flügel, 1975; Fusan et al., 1969, 1971]. В Восточных Альпах эти толщи обнажаются в тектонических окнах (Земмеринг и др.). В Гемеридах нижнепалеозойские образования смяты в складки и разбиты на серию тектонических пластин, надвинутых друг на друга. Отдельные выходы ниже-среднепалеозойского комплекса прослежены в горах Уппонь и Сендре [Моск, 1977], а также на западе Венгрии в районе гор Кёсег. Вероятно, к этому же комплексу относятся смятые в альпинотипные складки силурийские серициты и филлиты с линзами порфиroidов Венгерского Среднегорья.

Средне-верхнепалеозойский миогеосинклиальный и орогенный комплекс. Он несогласно перекрывает эвгеосинклиальные образования нижнего—среднего комплекса. В него входят пермские песчаники и фузулиновые известняки (мощностью около 1000 м) северного берега оз. Балатон, известняки и глинистые сланцы карбона Восточных Альп, Динарид и гор Бюкк, средний палеозой центральной части Венгрии. К этому же комплексу относятся яacobхедьские конгломераты (пермь) гор Мечек, карбонно-пермские сланцы и красноцветные конгломератово-песчаниковые толщи гор Апусени и красноцветные песчаники верхнего палеозоя в пределах Сербско-Македонского массива. Я. Оравец [Ogavecz, 1979] считает, что пермскими являются цакские конгломераты, известные в составе серии филлитов в горах Кёсег. Широкий ареал пологозалегающих верхнепалеозойских толщ (угленосный карбон и зеленые аркозовые песчаники перми) предполагается в Восточной Словакии и Советском Закарпатье, где они обнажены в районе Земплинского "острова" и вскрыты многочисленными скважинами [Свириденко, 1976; Biela, 1978b; и др.]. Только в пределах Внутренних Карпат на небольшом участке блока Вепорид распространена пермская толща, сложенная сланцами, песчаниками, граувакками с основными вулканитами (толеитовые базальты) и их комагматитами (диоритовые порфириты) [Vozar, 1971].

Докембрийско-палеозойские комплексы прорваны разнообразными гранитными интрузиями, в составе которых выделяются гранит-порфиры, гранодиориты, аплиты

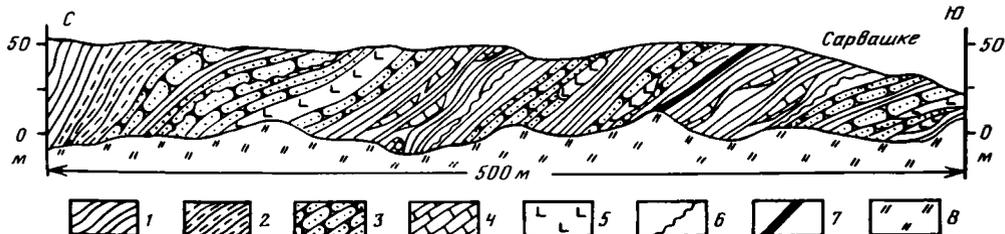


Рис. 4. Геологический разрез вдоль дороги Эгер—Озд (район Сарвашке)

1 — сланцы темно-серые; 2 — сланцы светло-зеленые; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — диабазы и габбро-диабазы; 6 — несогласное залегание; 7 — линия надвига; 8 — задернованные участки

и другие разности пород. Они известны практически везде, где распространены древние комплексы (зона Балатон—Веленце, Внутренние Карпаты, северная часть Югославии и др.). Радиологические датировки пород от 500 до 200 млн лет. Однако чаще всего считается, что большинство гранитоидов имеет верхнепалеозойский возраст [Вадас, 1964; Jantsky, 1976; и др.].

Верхнетриасовый эвгеосинклинальный комплекс представлен сланцами, известняками и яшмами с щелочными основными вулканитами и редко — ультраосновными породами и обнажен во Внутренних Динаридах и в южной части Восточных Альп [Книппер, 1975; и др.]. Под неоген-антропогенным чехлом аналогичные образования прослежены в узкой полосе северо-восточного простираения до гор Бюкк, где они выходят на поверхность. Здесь вместе с известняками, глинистыми сланцами и песчаниками встречены крупные глыбы габбро и габбро-диабазов. Весь комплекс, относящийся к карнийскому ярусу, смят в складки и разбит на целую серию тектонических пластин (рис. 4). Он прорван диабазовыми лавами, имеющими шаровую структуру, и перекрыт в районе с. Белапатфальва светлыми мощными известняками норийского яруса. Последние залегают в форме единой синклинали, осложненной сбросами небольшой амплитуды. В западной части Венгрии, по данным Э. Вадаса [1964], в скв. Инке-4 обнаружены серпентиниты, вероятно, триаса. Возможно, к верхнетриасовому комплексу относятся известняки с дунитами, пироксенитами и серпентинитами, вскрытые скважинами на небольшом участке к югу от г. Кошице [Novorka et al., 1975].

В Советском Закарпатье в районе г. Чоп (скв. 44) и с. Залуж (скв. 1, 2 и др.) обнаружены габбро-диабазы, диабазы с прослоями туфов, причем лавы имеют спилитовый облик. Их предположительный возраст — триас.

Триасовый миогеосинклинальный слабодислоцированный комплекс, представленный в основном доломитами и мергелями с маломощными прослоями туфов основного состава и песчаников, распространен в центральной части Паннонского бассейна. Он протягивается от Восточных Альп через Венгерское Среднегорье до Советского Закарпатья. Вторая полоса этих отложений вытянута в северо-восточном направлении и проходит южнее через горы Апусени. Здесь породы триасового комплекса более сильно дислоцированы и участвуют в строении покровов. В районе гор Мечек доломиты триаса с прослоями ангидритов выходят на поверхность. Они образуют в этих местах сложную изоклиналиную складчатость на борту более крупной синклинали формы (рис. 5). Предполагают, что к северу от гор Мечек триас залегает субгоризонтально. В этом же направлении быстро сокращается его мощность. В районе г. Печ она составляет первые сотни метров, а уже в скв. Салатнак-3 — всего 10—15 м. Сложная складчатость триасовых отложений в горах Мечек объясняется близостью крупного разлома Уйфалу—Печ и наличием ангидритовых прослоев, усиливающих компетентность слоев.

Мощность отложений триасового миогеосинклинального комплекса колеблется в различных пределах. В Венгерском Среднегорье зафиксировано около 2500 м триасовых отложений. Максимальные значения свыше 3500 м известны в скв. Кеккут-1, расположенной в горах Кестхей [Vohn, 1979].

Широко распространен вдоль северного ограничения Паннонского бассейна триасово-меловой миогеосинклинальный комплекс, представленный преимущественно из-



Рис. 5. Изоклиная складчатость в триасовых отложениях гор Мечек (фото автора)

известняками, доломитами и песчаниками. В некоторых случаях нижняя часть комплекса относится к перми. Породы часто тектонически перекрывают структурно-фациальные комплексы Восточных Альп и Внутренних Карпат. Миогеосинклиальный комплекс имеет сложную чешуйчатую структуру, состоящую из нескольких крупных тектонических пластин (Хочская единица и др.), надвинутых преимущественно с севера на юг. Предполагалось продолжение комплекса далеко на юг, однако буровые работы в районе гор Тржибеч (Южная Словакия) позволили четко оконтурить расположение слагающих его отложений [Gasa, Veinhauerová, 1976; и др.]. По данным этих же авторов, миогеосинклиальный триасово-меловой комплекс надвинут на триасовый. Триасово-меловые породы, вскрываемые скважинами в Советском Закарпатье, также разбиты на серию тектонических пластин небольшой мощности (первые сотни метров), причем в скважинах наблюдается многократное повторение разреза (рис. 6). Однако, по мнению В.Г. Свириденко [1976], здесь нет надвигов, амплитуда которых превышает 10–20 км.

Юрско-меловой эвгеосинклиальный комплекс хорошо изучен во внутренних Динаридах и горах Апусени [Книппер, 1975; Онческу, 1960]. Здесь он представлен преимущественно диабазами и радиоларитами. С эвгеосинклиальными толщами связаны крупные массивы ультрабазитов (Златибор, Копаоник и др.), залегающие, как правило, аллохтонно. Скважины дали возможность проследить продолжение эвгеосинклиального комплекса под неогеновым чехлом в северной части Югославии [Ketenci, Sapovic, 1978; и др.]. Ультраосновные породы встречены к северо-востоку от Белграда, где они образуют крупные тела, вытянутые в меридиональном направлении. Восточная ветвь отклоняется к северо-востоку. На основании анализа гравиметрических и магнитных данных офиолитовые серии, развитые в горах Металифери, прослежены к западу под покровом неоген-антропогенного чехла [Visarion, Sandulescu, 1979]. К северу от гор Фрушка известняки с основными вулканитами юрско-мелового возраста вскрыты в неширокой полосе широтного простираания. Они осложнены серией разломов. В районе среднего течения р. Савы юрско-меловой комплекс прослежен на небольшом расстоянии к северу от выходов на поверхность и далее скрывается под флишем эоцена. В центре Паннонского бассейна юрско-меловые основные магматические породы и кремнистые образования встречены в районе гор

Рис. 6. Геологический разрез скв. Невизкое-1 (по В.С. Бурову и др., 1975 г.).

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; 8 — конгломераты; 9 — туфы и туффиты; 10 — андезиты; 11 — несогласное залегание; 12 — тектонический контакт

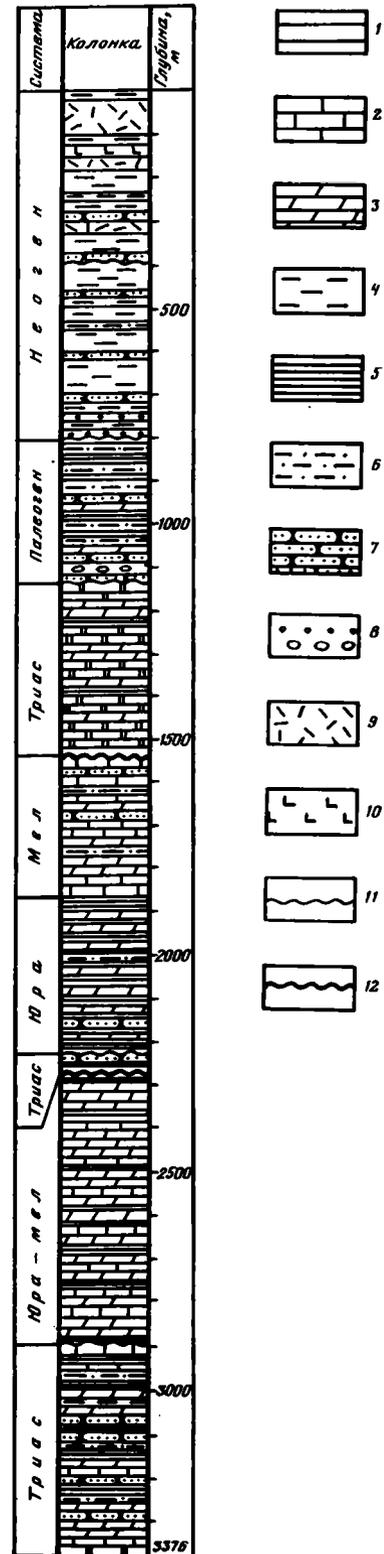
Мечек и протягиваются от них к востоку до северного окончания гор Апусени. Такие же толщи известны в южной части Восточных Карпат. Юрским возрастом датируется диабазово-туфовая толща с известняками и кварцитами, вскрытая скважинами в районе г. Берегово, и известняками с кремнями скв. Шаян-1 (Советское Закарпатье).

Несколько иной характер имеют юрско-меловые эвгеосинклинальные образования Клипповой зоны, протягивающейся на многие сотни километров при ширине, не превышающей 30 км вдоль северного края Паннонского бассейна. Они представлены в основном осадочными породами, местами с гальками серпентинитов. Как правило, в матрикс меловых флишевых толщ заключены известняковые клиппы (утесы) юрских пород. Они очень хорошо выражены на местности (образуют лесные массивы). Этот комплекс имеет сложную структуру. По данным Р. Маршалко [Marschalko, 1979], выходы изверженных кислых и средних пород, а также офиолитов трассируют крупный разлом, проходящий примерно по середине Клипповой зоны.

Флишевые образования в пределах Паннонского бассейна и окружающих районов разделены на три разновозрастных комплекса. В зоне Внешних Карпат мощный флишевый комплекс датируется нижним мел-палеогеном. Он представлен ритмичным переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников с единичными прослоями липаритовых туфов, смят в складки и разделен на серию покровов, надвинутых друг на друга, причем плоскости шарьяжей падают в сторону Паннонского бассейна по всей дуге Внешних Карпат. Комплекс в свою очередь надвинут на отложения миоцена.

Верхнемел-палеогеновый флишевый комплекс заполняет крупную структуру, протягивающуюся в северо-восточном направлении поперек бассейна от среднего течения р. Тисы до советско-венгерской границы. В последнее время к нему относят флишоидные палеогеновые отложения с прослоями спилитов, вскрытые скважинами в Советском Закарпатье [Глушко, 1968; Свириденко, 1976]. Породы комплекса смяты в крутые складки (например, скв. Кишкунхалаш-3). Их морфология изучена еще плохо. Область распространения верхнемел-палеогенового флишевого комплекса контролируется крупными разломами северо-восточного простирания.

Палеоцен-эоценовый флишевый комплекс известен в пределах Внутренних Карпат и в северной



части Югославии. Во Внутренних Карпатах он выполняет отдельные изолированные депрессии (Попрадская и др.), вытянутые вдоль дуги Клипповой зоны. В южной части Паннонского бассейна палеоцен-эоценовые флишевые образования большой мощности (до 2000 м) заполняют единый прогиб, расположенный вдоль долины р. Савы. Палеоцен-эоценовый комплекс смят в складки гораздо меньше, чем другие флишевые комплексы, но участвует в строении покровов.

В Паннонском бассейне очень слабо развиты гранитоидные тела мезозоя—кайнозоя. Мел-палеогеновые граниты, представленные банатитовым комплексом, распространены в горах Апусени, где образуют крупные массивы (Влэдяса и др.). Близкие к ним гранодиориты гораздо меньше известны в северных Динаридах и Восточных Альпах, где небольшие массивы приурочены к крупному разлому.

В составе донеогенового разреза Паннонского бассейна выделяется ряд комплексов осадочного чехла. Юрско-меловой комплекс, не смятый в складки, небольшой мощности (до 1000 м), с отсутствием несогласий внутри разреза известен только в пределах Венгерского Среднегорья. Он представлен мелководно-морскими и озерными мергелями, известняками, песчаниками с прослоями углей и бокситов.

В южной части рассматриваемой территории геосинклинальные комплексы с резким угловым несогласием перекрывает верхнемеловой комплекс осадочного чехла характеризующийся небольшими мощностями и мелководными фациями с преобладанием конгломератов. В горах Апусени и в Динаридах он участвует в строении покровов и образует небольшие по площади выходы. Под неоген-антропогеновыми отложениями выделены широкие поля распространения верхнемелового чехла. Однако такая рисовка может быть связана с малой изученностью этих территорий. Образования такого же типа известны на площади Трансильванской впадины, где их мощность, по данным румынских геологов, составляет около 200 м [Ciuragea et al., 1970].

В северной части Паннонского бассейна распространен палеогеновый комплекс осадочного чехла. Он представлен глинами, песками, песчаниками, угленосными слоями и редкими прослоями риолитовых туфов. Его мощность колеблется от 300 до 1500 м. Слои залегают практически горизонтально и лишь в зонах разломов приобретают крутые углы наклона.

Донеогеновый разрез Паннонского бассейна состоит из комплексов пород разного возраста и разной тектонической природы. Они образуют ряд структурных блоков и зон (рис. 7), контакты которых чаще всего имеют сдвиговый или надвиговый характер. В юго-восточной части расположен Сербско-Македонский массив, а на северо-западе — блок Татро-Вепорид и Восточных Альп, имеющие сложное внутреннее строение. Наиболее крупными в центральной части бассейна являются изометричные докембрийско-нижнепалеозойские блоки (Мечекский, Вилань-Бихорский и др.). Между ними расположены линейно вытянутые в северо-восточном направлении мезозойские зоны Мечекская и Игал—Бюкк. Такое же простирание имеет Дербеценский прогиб, выполненный палеогеновым флишем. Структурные блоки и зоны центральной части бассейна с севера и востока ограничены Клипповой зоной, разделенной на ряд узких субпараллельных единиц [Marschalko, 1979], и зоной Внешних Карпат с



Рис. 7. Схема структур донеогеновых комплексов Паннонского бассейна и окружающих районов
 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Чешский массив; 3 — Сербско-Македонский массив; 4–25 — складчатые геосинклинальные блоки и зоны: 4–8 — добайкальские (частично перекрытые юрско-меловым осадочным чехлом); 4 — Татро-Вепориды и Восточные Альпы, 5 — Мечекский, 6 — Вилань-Бихорский, 7 — Славонско-Сремский, 8 — Трансильванский, 9–12 — докембрийско-палеозойские (частично перекрытые юрско-меловым осадочным чехлом): 9 — Земплинский, 10 — Гемериды, 11 — Южные Альпы, 12 — Венгерское Среднегорье, 13–17 — палеозойско-мезозойские Динариды: 13 — Голья, 14 — Сербские, 15 — Боснийские, 16 — Внешние Динариды, 17 — Вардарская, 18–21 — мезозойские: 18 — Мурешская (Металифери), 19 — Игал-Бюкк, 20 — Мечекская, 21 — Клипповая (Пьенинская); 22–25 — мел-палеогеновые флишевые: 22 — Внутренние Карпаты, 23 — Северные Динариды, 24 — Дербеценская, 25 — Внешние Карпаты; 26 — Предкарпатский краевой прогиб; 27–28 — впадины, выполненные осадочным чехлом: 27 — верхнемеловым, 28 — палеогеновым; 29 — линии основных шарьяжей; 30 — линии главных разрывных нарушений. I, II — палеогеновые впадины: I — Венгерская, II — Трансильванская

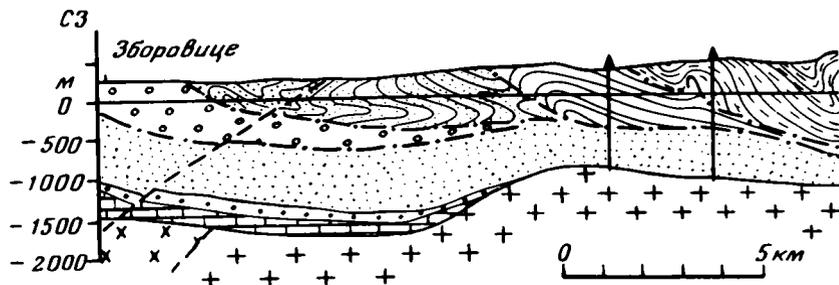


Рис. 8. Разрез через покровы Внешних Карпат в северном обрамлении Венского прогиба [Экспедиция "А"..., 1975]

1-3 — миоцен Предкарпатского краевого прогиба: 1 — карпатский ярус (параавтохтон), 2 — карпатский ярус (автохтон), 3 — эггенбургский ярус; 4-7 — флишевые покровы Внешних Карпат (мел-палеогеновые): 4 — Поуэдржанский (олистострома), 5 — Жданицкий, 6 — Здоунецкий, 7 — Магурский покров; 8-10 — комплексы Чешского массива: 8 — девон, 9 — протерозой, 10 — кристалликум; 11 — сбросы; 12 — линии шарьяжей

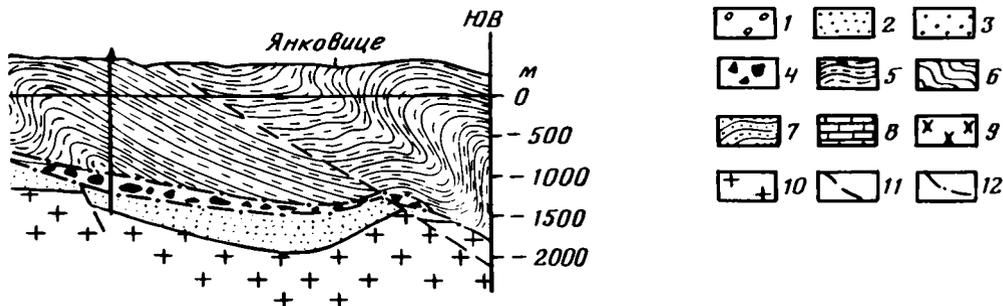
очень сложным покровно-складчатый строением. Покровы, состоящие из серии пластин, надвинуты на миоцен Предкарпатского краевого прогиба на расстояние до 40 км (рис. 8).

В южной части бассейна появляются структурные элементы с другими простираниями. Зоны Внутренних Динарид, часто надвинутые друг на друга (Сербская, Голья и др.), имеют северо-западное простирание и торцово сочленяются со Славонско-Сремским блоком. Вардарская эвгеосинклинальная зона, протягивающаяся с юга на север в открытых областях, под неоген-антропогенным чехлом Паннонского бассейна, вероятно, разделяется на две ветви. Одна из них слепо заканчивается немного северо-западнее гор Фрушка, а вторая отклоняется к северо-востоку и соединяется с Мурешской (Металифери) зоной. Структуры южной части не имеют какого-либо ограничения (как на севере) и продолжают далеко за пределы бассейна в складчатые области Динарид и Альп. На сложную структуру несогласно наложены две крупные палеогеновые впадины.

Большинство структурных единиц донеогеновых комплексов Паннонского бассейна отделяются друг от друга глубинными разломами. Наиболее крупным разломом является Загреб—Кульч, протягивающийся в северо-восточном направлении и отделяющий кристаллический Мечекский блок от геосинклинальной зоны Игал—Бюкк. Он прослежен на расстоянии около 600 км и, возможно, продолжается к северо-востоку под складчатыми сооружениями Карпат и в фундаменте Восточно-Европейской платформы [Чекунов, 1970]. Его ширина составляет первые километры. Падение плоскости разлома $75-90^\circ$. Разлом Загреб—Кульч на всем своем протяжении разделяет разновозрастные и разнофациальные образования. В единичных случаях к нему приурочены основные магматические тела. По геофизическим данным его плоскость прослежена до глубины примерно 30 км и отражается в строении поверхности Мохоровичича. По своим параметрам он относится к категории глубинных разломов¹.

Вторым крупным разломом является Балатон—Дарно (линия Балатон). Он проходит примерно параллельно разлому Загреб—Кульч и заканчивается на востоке, торцово упираясь в разлом Хернад. На западе, возможно, его продолжением является Периадриатический (Инсубрийский) разлом Альп. В западной части Венгрии к разлому Балатон—Дарно приурочен гранитный каменноугольный пояс Балатон—Веленце. Вдоль его плоскости контактируют разнофациальные отложения палеозоя и мезозоя.

¹ К категории глубинных разломов относятся тектонические зоны, описанные А.В. Пейве [1956], В.Е. Ханюном [1973] и обладающие тремя главными свойствами: 1) большой протяженностью, 2) значительной глубиной заложения, 3) длительностью и многофазностью развития, нередко с переменной знака перемещения по разрыву. Возможно, они являются отражением срывов, происходящих по различным плоскостям в земной коре [Тектоническая..., 1980].



Особенно хорошо это заметно в северо-восточной части, которая известна под названием разлом Дарно. Здесь морские пермско-карбоновые и глубоководные триасовые образования с основными эффузивами гор Бюкк соприкасаются с палеозойскими метаморфизованными породами гор Уппонь. Разлом Балатон—Дарно представляет собой сдвиг. По геофизическим данным он прослежен на глубину около 25 км, а если учесть интрузии габбро, приуроченные к нему, то можно считать глубину его заложения еще большей. Следовательно, и его можно отнести к категории глубинных разломов.

Трансданубский разлом пересекает весь Паннонский бассейн по его южной окраине от предгорий Восточных Альп до Советского Закарпатья. Его протяженность составляет примерно 650—700 км. На западе он торцово упирается в Загреб-Кульчский разлом, а на востоке заканчивается в районе Раховского массива. В своей восточной части Трансданубский разлом отделяет докембрийско-нижнепалеозойский Виллань-Бихорский блок от мезозойской Мурешской геосинклинальной зоны. В средней части вдоль него проходит граница между мезозойской Вардарской геосинклинальной зоной и древними блоками. Далее к западу он отделяет Славонско-Сремский блок от структурных зон Динарид, торцово к нему примыкающих. Трансданубский разлом относится к правосторонним сдвигам. По его плоскости юрские отложения на северном крыле сдвинуты к северо-востоку. Он хорошо прослеживается в неогеновых отложениях.

На территории Паннонского бассейна известна еще целая серия крупных разрывов северо-восточного простирания: Раба, Мечекский и др. Это крупноамплитудные разломы, ограничивающие различные структурно-фациальные зоны. Однако их нельзя классифицировать как глубинные разломы, поскольку они относительно неглубокого заложения, в них практически отсутствуют магматические тела и, наконец, они

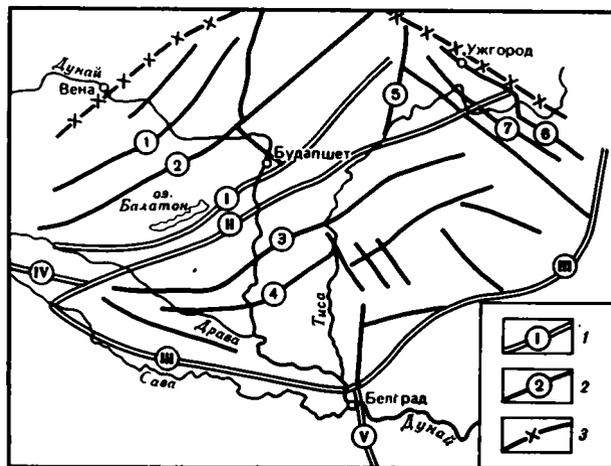


Рис. 9. Схема крупных разрывных нарушений Паннонского бассейна

1 — глубинные разломы: I — Балатон—Дарно, II — Игал—Бюкк, III — Трансданубский, VI — Периадриатический (Инсубрийский), V — Вардарский; 2 — региональные разломы (цифры на схеме): 1 — Центрально-Карпатский, 2 — Раба, 3 — Мечекский, 4 — Вилланьский, 5 — Хернад, 6 — Закарпатский, 7 — Самош (Припаннонский); 3 — Клиповая зона

затрагивают ограниченные по возрасту комплексы пород. То же самое относится и к серии разломов, имеющих субширотное (линия Хернад и др.) или юго-восточное (Вышеградский, линия Самош и др.) простирание.

Более сложное положение с так называемой Клипповой зоной [Леонов, 1978]. Часть геологов относит эту структуру к категории глубинных разломов, другая группа считает Клипповую зону сильно сжатой геосинклиналью (сутурой).

Таким образом, на рассматриваемой территории существует сеть крупных разрывных нарушений различного простирания (рис. 9). Три из них можно отнести к категории глубинных разломов: Балатон—Дарно, Загреб—Кульч и Трансданубский. Вероятно, глубинными разломами можно считать Вардарский, который прослеживается далеко на юг, и Периадриатический, имеющий широтное простирание.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕХЛА

Паннонский бассейн охватывает территории шести стран, в каждой из которых используется своя стратиграфическая шкала для неоген-антропогеновых отложений. В широком смысле регион принадлежит району Паратетиса, и его неоген-антропогеновые отложения коррелируются с одновозрастными толщами Тетиса (Средиземноморья). Структурные построения, являющиеся основной задачей данной работы, требуют выделения единых для всей площади стратиграфических подразделений, поэтому сделана попытка сопоставить разные схемы.

В СССР (Закарпатье) стратиграфическая схема неоген-антропогена первоначально была разработана И.Б. Плешаковым. В дальнейшем она претерпела значительные изменения, основанные в основном на новых данных по макро- и микрофауне И.В. Венглинского, Г.Н. Гришкевича, Л.С. Пишвановой и др. [Геология СССР..., 1966; Пишванова, 1971; и др.]. В настоящее время при геолого-съёмочных работах используется схема, в которой выделены достаточно широко распространённые в Закарпатье свиты (рис. 10). В других странах, территории которых входят в Паннонский бассейн, применяются другие схемы. В них выделены различные фаунистические зоны (Австрия, Чехословакия), датирующие тот или иной ярус. В каждой из стран для стратиграфических подразделений одного ранга и возраста используются различные названия, например левант (Югославия) = румынию+дакию (Румыния) = коларовским слоям (Чехословакия) и т.д. В последнее время в рамках Регионального комитета по стратиграфии неогена Средиземноморья проведена большая работа по корреляции национальных стратиграфических схем [Меннер и др., 1976; Senes, 1975]. На конгрессе Регионального комитета в 1975 г. была утверждена общая схема сопоставления стратиграфических подразделений неогена Тетиса и Паратетиса, приведённая в работе В.В. Меннера и др. [1976]. Все подразделения привязаны к зональной шкале Блоу, шкале по наннопланктону Мартини и т.д. Эта шкала, а вернее ярусное деление для Центрального Паратетиса, и будет дальше использоваться в работе. Для неогена Центрального Паратетиса выделены региональсы (снизу вверх): эгер, эггенбург, оттнанг, карпат, баден, сармат, паннон, понт, дакий, румыний.

Граница олигоцена и миоцена в Центральном Паратетисе проводится под зоной 4 (зона *Globigerinoides primordius* Blow et Bann — зона *Globorotalia kugleri* Bolli) или по появлению зон наннопланктона Мартини, что соответствует верхам эгерского региональса. В Восточном Паратетисе она проходит по подошве кавказского яруса. В национальных шкалах нижней границе миоцена новой схемы соответствуют подошва негровской свиты (Закарпатье), подошва аквитана (Румыния) и горизонт в верхней части хаттского яруса (Венгрия).

Отдельные горизонты (свиты) неогена национальных стратиграфических шкал в том или ином объёме соответствуют ярусам Центрального Паратетиса. Сводная схема

по В.В. Меннеру и др., 1975				по Э. Вадасу, 1964 ¹		по Н. Онческу, 1960 ¹		по В.Г. Свириденко, 1975 ¹					
Возраст, млн. лет	Система	Отдел Подотдел Надъярус	Тетис	Центр Паратетис Восток		Венгрия		Румыния		Закарпатье			
			Ярусы	Региоярусы		Отдел	Ярусы	Отдел	Надъярус	Ярусы	Ярусы	Свиты	
1,8	Q		Калабрий	Апшерон							Чопская		
5-7	Неоген	Плиоцен	Росселианский	Пьяченцкий	Румыний	Акчагыл	Левантин	Плиоцен	Паннон	Левантин	Левантин	Ильницкая	
				Табианий	Дакий	Киммерий				Дакий			
11-13		Верхний	Мессиний	Понт			Паннон	Паннон	Паннон	Понт	Киммерий	Кошелевская	
				Костеллянский	Тортон	Паннон				Мэотис	Херсон		Мэотис
		Сармат	Бессараб				Сармат	Сармат	Сармат	Сармат		Сармат	
			Вольнь	Алмашская Луковская									
16-18		Средний	Серраваллий	Баден	Косовий	Конка	Сармат	Сармат	Сармат	Сармат	Тортон	Тортон	2
					Великий	Караган					Тереблинская Новоселицкая		
		Цезолийский	Лангий	Моравий	Цокрак	Гельвет					Гельвет	Герешульская	
23-24		Нижний	Бурдигал	Оттнанг	Карпат	Тархан	Сармат	Сармат	Сармат	Сармат	Бурдигал	Бурдигал	Буркаловская
	Эггенбург				Коцахур	Аквитан					Аквитан	Негровская	
	Жирондский	Аквитан	Эггенбург	Сакараул									
			Кавказ										
	P	Олигоцен Верхний	Хатт	Эгер		Ф		Ф		Хатт			

Рис. 11. Схема сопоставления региональных стратиграфических шкал
1 — с изменениями; 2 — басhevская, тересвенская, солотвинская

Рис. 12. Геохронологическая шкала неогена Тетиса (D. Vass, из [Труды..., 1976])

рица к западу от г. Мукачево, М.А. Ахметьев (ГИН АН СССР) по сборам автора определил следующие растения на глубинах, м: 312 — *Fagus hertae* (Ung.) Ilyinskaya, 245 — *Alangium tiliifolium* (A. Br.) Krysht., 211–210 — *Castanea atavia* Ung., *Quercus pontica* miocenica Kubat., 190 — *Salix varians* Goep., 161 — *Pterocarya paradisiaca* (Ung.) Ilyinskaya, *Alangium tiliifolium* (A. Br.) Krysht., 108 — *Betula macrophylla* (Goep.) Heer. Эти виды характерны для комплексов флор, распространенных в паннонском ярусе СССР, Польши, Чехословакии, Венгрии. Граница миоцена и плиоцена проводится по первому проявлению *Globorotalia margaritae* Bolli et Berm над зоной 17 (зона *Globorotalia conomiozea* Kenn. — *G. mediterranea* Cat. et Sprov.). Плиоцену Центрального Паратетиса отвечают ильницакая свита Закарпатья, левантин Венгрии и дакий + левантин Румынии.

В последние годы проведены большие работы по радиометрической датировке неогеновых образований Паннонского бассейна, которые позволили создать единую для этого региона радиохронологическую шкалу [Багдасарян и др., 1977; Vass et al., 1971; и др.], распространенную во всем Средиземноморье и привязанную к стратиграфической шкале (рис. 12). Граница между олигоценом и миоценом проводится на уровне 23,5–24,0 млн лет. Верхний уровень нижнего миоцена (кровля карпатского яруса) датируется возрастом 16,3, а среднего — 12,2 млн лет. Верхний миоцен заключен между 12,2 и 5 млн лет. Плиоцен продолжается до 2 млн лет. Определены геохронологические границы для более мелких стратиграфических подразделений, млн лет: для паннонского яруса — 8–11, сарматского — 11–14, баденского — 15–18 [Славик и др., 1976; Konecny et al., 1969; Vass et al., 1975].



СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛА

Неоген-антропогеновые отложения Паннонского бассейна с резким угловым (до 90°) и стратиграфическим несогласиями залегают на мезозойских и более древних толщах, а также на смятых в складки флишевых породах палеогена. Угловое несогласие становится менее резким, но не исчезает совсем в зонах распространения субгоризонтальных отложений палеогенового осадочного чехла. Здесь его значения не превышают 15–20°.

Неоген-антропогеновый чехол Паннонского бассейна крупным угловым, а местами стратиграфическим несогласием делится на два структурных комплекса. Оно приурочено, как правило, к подошве паннонского яруса и прослежено почти по всей территории бассейна. Отложения верхнего структурного комплекса часто залегают или на породах оттанга-бадена (нижняя часть разреза нижнего комплекса), или прямо на образованиях донеогеновых комплексов. Примером может служить хорошо разбуренное месторождение Кикинда (Югославия), где горизонтально залегающие отложения паннона перекрывают сложно дислоцированные кристаллические породы докембрия [Vujkov, 1969]. Аналогичные соотношения наблюдаются в районе Венгерского Среднегорья, поднятия Альдье и в других местах [Korossy, 1970].

В Советском Закарпатье ряд скважин под паннонскими отложениями вскрывает складчатые толщи юры-палеогена (Вышковский район) или отложения бадена-нижнего сармата (нижний комплекс) в Чоп-Мукачевской мульде, причем в последнем случае угловое несогласие составляет 1–3°. Аналогичное несогласие удается проследить в отдельных обнажениях. В северо-западной части Солотвинской мульды вулканогенные отложения сармата залегают с углами падения до 15° и перекрываются горизонтально лежащими песчаниками паннона (рис. 13). В некоторых местах основное не-

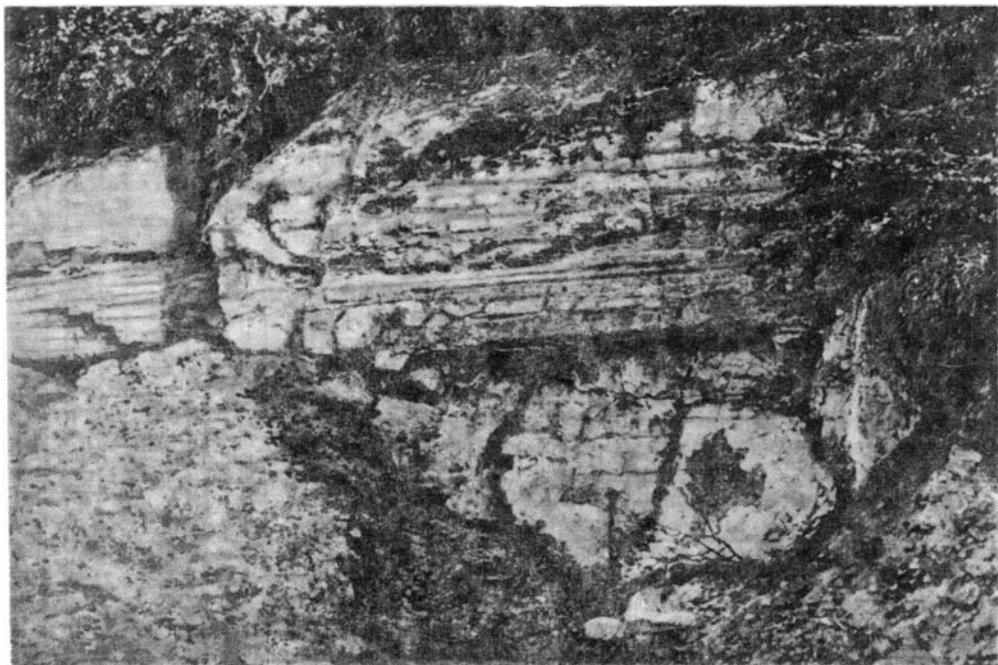


Рис. 13. Несогласное налегание песчаников паннонского яруса (вверху) на туфогенную толщу сарматского яруса (внизу). Район с. Велятин в Закарпатье (фото автора)

согласие опускается до основания верхнего миоцена, но небольшое несогласие в кровле сармата сохраняется. Как правило, величина углового несогласия уменьшается от краев к центру бассейна. В Закарпатье в долине ручья Глубокий слой доробратовской свиты (верхний миоцен) наклонены под углами $7-10^\circ$, а нижележащая басхевская свита (средний миоцен) имеет углы до $30-40^\circ$ (рис. 14). Таким образом, здесь величина несогласия достигает 30° . В центральной части бассейна в районе г. Сольнок проведены детальные сейсмические работы, освещающие разрез неогена [Szabone, Szenas, 1971]. Здесь горизонтальные отложения паннонского яруса несогласно залегают на низах сармата, слои которого наклонены под углами $5-10^\circ$ (рис. 15), т.е. угловое несогласие не превышает 10° . В скважине Игал-7, пробуренной в 1979 г. в области Шомодь, угловое несогласие между панноном и сарматом составляет первые градусы, а в скв. Ходмезевашархей-1, расположенной в районе г. Сегед, оно не наблюдается.

Вместе с тем в центральной части бассейна существуют более резкие угловые несогласия. Здесь в отдельных местах выявлены неширокие грабенообразные структуры, заполненные отложениями среднего—нижнего миоцена (рис. 16). Осадки смяты в пологие складки с углами наклона слоев до 40° . Эти породы перекрыты горизонтально лежащими отложениями паннона. Таким образом, здесь величина углового несогласия достигает 40° . Такие же соотношения верхнего и нижнего комплексов можно проследить и на других локальных участках центральной части бассейна. Следует отметить, что такие соотношения приурочены к широким сводовым относительным поднятиям фундамента.

В нижний структурный комплекс входят отложения нижнего, среднего и частично верхнего миоцена (до сарматского яруса включительно). Они представлены в основном глинами, аргиллитами, алевролитами, известняками, мергелями, песчаниками и конгломератами [Вялов, 1974; Janoschek, 1964; Korossy, 1970; и др.]. В краевых частях бассейна распространены соленосные образования (баденский ярус среднего миоцена). Они известны в Закарпатском прогибе, грабене Савы и в других местах. Большинство пород имеет континентальный генезис, и только по периферии прослежены относительно глубоководные морские толщи, особенно хорошо изученные в Вен-

Рис. 14. Несогласное залегание верхнего миоцена (доробратовская свита, N_1^{dr}) на среднем миоцене (басхевская свита, N_1^{bs}) в долине левого притока ручья Глубокий (северное ограничение Солотвинской мульды)

1 — валунные конгломераты; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — задернованные участки

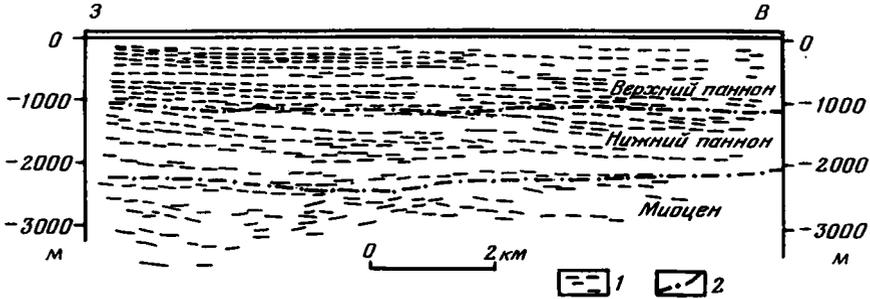
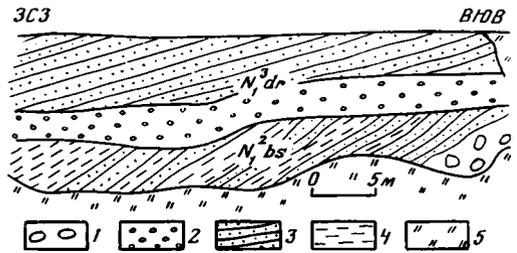


Рис. 15. Сейсмический профиль AM-63/10 в районе г. Сольнок [Szabone, Szenas, 1971]
1 — отражающие площадки; 2 — стратиграфические границы

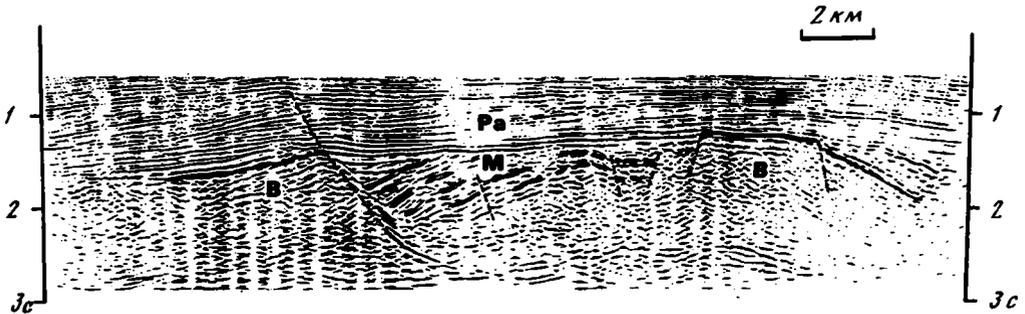


Рис. 16. Сейсмический профиль в юго-западной Венгрии, иллюстрирующий крупное угловое несогласие между панноном и миоценом [Varga, Pogacsas, 1984]
В — фундамент; М — миоценовые породы; Pa — паннонские осадки

ском прогибе (слои лужицкие, Лаа и т.д.). Континентальное или мелководно-морское происхождение пород нижнего комплекса доказывается спорово-пыльцевым анализом, а также следами течений, типичных для мелководных водоемов (рис. 17).

Породы нижнего структурного комплекса меняют свой литологический состав по степени огрубелости материала от краев к центру отдельных структур. Например, в чехословацкой части Венского прогиба карпатский ярус на западном склоне Малых Карпат представлен грубыми конгломератами, а в центральной части вскрыты одно-возрастные песчаники и аргиллиты. Слои отложений нижнего структурного комплекса имеют небольшие углы наклона, которые увеличиваются по краям крупных структур и в зонах разрывных нарушений. Общая мощность его пород 2000–3500 м.

Верхний структурный комплекс образован породами верхнего миоцена (паннонский ярус), плиоцена и антропогена. В его составе преобладают аргиллиты, алевролиты, пески, песчаники и конгломераты, относящиеся к фациям эпиконтинентального моря или замкнутого солонатоводного озера. Среди антропогеновых пород прослежены лёссовые образования, озерные известняки и суглинки. Наблюдаются многочислен-



Рис. 17. Структуры течения в аргиллитах с обуглившимися растительными остатками. Скв. Талья-15 на севере Токайских гор (фото автора)

ные фациальные переходы от центра к краям бассейна и в сторону выступов донеогеновых комплексов, однако они проявлены менее резко, чем в нижнем структурном комплексе. В паннонском ярусе Л. Керши [Korossy, 1970] выделяет пять хорошо выраженных литологических горизонтов, прослеживаемых почти по всей площади бассейна. Особенно характерен песчаный горизонт, вскрытый многими скважинами и обнаженный в районах выступов донеогеновых комплексов.

В разрезе верхнего структурного комплекса имеется региональное несогласие, приуроченное к подошве отложений антропогена. Оно достигает 10° в зонах пониженной мощности отложений антропогена и уменьшается до полного исчезновения в зонах ее максимального увеличения. В междуречье Дуная и Тисы к поверхности несогласия приурочены флювиогляциальные дислокации, особенно заметные при песчаном составе подстилающих пород. В зонах перекрытия антропогеновыми осадками донеогеновых образований величина углового несогласия увеличивается до первых десятков градусов. Несогласие между отложениями антропогена и доантропогеновыми образованиями прослежено на большей части Паннонского бассейна и отсутствует только в центральных частях мульд Мако и Керешской и в Малой Венгерской впадине. Это позволяет разделить верхний комплекс на два структурных яруса: в нижний входят отложения верхнего миоцена (начиная с паннонского яруса) и плиоцена, в верхний — отложения антропогена. В дальнейшем они будут называться плиоценовым и антропогеновым структурными ярусами.

В каждой структурной единице разреза неоген-антропогенового чехла имеются более мелкие несогласия, распространенные локально и, как правило, находящиеся близ выступов донеогеновых комплексов и складчатого обрамления.

СТРУКТУРА ЧЕХЛА

Паннонский бассейн представляет собой крупную изометричную чашеобразную структуру. Его размеры составляют по длинной оси около 700 км, а по короткой — примерно 500 км. Паннонский неоген-антропогеновый бассейн резко наложен на структуры докембрия—палеогена (рис. 18, 19, см. вкл.), причем несогласие проявляется и в локальных структурах. Он отличается пологим залеганием слоев, однако в отдельных

осложняющих более мелких структурах их наклоны становятся крупными и нарушены разломами.

Наиболее полное представление о тектонике неоген-антропогенного чехла дает структурная карта его подошвы (рис. 20). В пределах бассейна по поверхности донеогенового основания выделен целый ряд структур более низкого порядка [Николаев, 1979б].

Восточную часть бассейна занимает Большая Венгерская впадина, состоящая из более мелких структур. В южной части она вытянута в меридиональном направлении, которое меняется на северо-восточное в северной части. На западе впадина ограничена Центрально-Венгерским поднятием, на севере — выступами донеогенового основания. На северо-востоке Большая Венгерская впадина по крупному Припаннонскому разлому граничит с Закарпатским прогибом. На востоке поднятие гор Апусени отделяет ее от Трансильванской впадины. На юге поднятия палеозойского фундамента (Фрушка Гора и др.) разделяют Большую Венгерскую впадину и Славонско-Сремскую и Банатскую впадины. В целом Большая Венгерская впадина представляет собой изометричную структуру, состоящую из более мелких структурных элементов. Наибольшая глубина подошвы чехла составляет -7000 м в мульде Мако. Возможно, что глубина здесь еще больше, так как скв. Хёдмезевашархай-1 вскрыла 5825 м неоген-антропогенных отложений и остановлена в нижнемиоценовых породах. Таким образом, можно предполагать здесь наличие в разрезе низов нижнего миоцена, мощность которого в других местах до 1000 м. По данным некоторых геофизиков [Годовой..., 1973], подошва неогена расположена в мульде Бекеш на глубине -9000 м. Углы наклона поверхности на крыльях $10-20^\circ$. К западу от мульды Мако расположено небольшое поднятие Альдье, оконтуренное изогипсой -3000 м. На северо-востоке от мульды Мако, отделяясь седловиной, находится пологая Керешская мульда, в пределах которой подошва неогена опущена до -3600 м. Севернее этих отрицательных структур на расстоянии примерно 250 км с юго-запада на северо-восток протягивается Сольнокский прогиб, ундуляциями шарнира разделенный на ряд мульд (Кишкерешскую, Ньиредьхаза и др.) с отметками -3000 м. Этот прогиб выполнен преимущественно вулканическими образованиями нижнего миоцена. Северный борт прогиба крутой, а в районе г. Сентиштван прослежен разлом с амплитудой около 1500 м. На западе поверхность донеогенового основания постепенно повышается до отметки -1000 м, а на северо-востоке прогиб торцом упирается в Припаннонский разлом. Наиболее приподнятая структура Большой Венгерской впадины — поднятие Баттонья, где подошва чехла поднимается до отметки -1500 м. Поднятие осложнено двумя субширотными разломами, южный из которых является ограничением структуры. Углы наклона на крыльях не превышают первых градусов.

Амплитуды отдельных структур¹ в пределах Большой Венгерской впадины колеблются от 3000 м (мульда Мако) до $500-750$ м (Керешская мульда). Разрывные нарушения известны преимущественно по северному и восточному бортам впадины. Их амплитуда составляет $500-1500$ м, только Припаннонский разлом характеризуется перепадом поверхности донеогенового основания до 3000 м.

В северо-западной части Паннонского бассейна расположена Малая Венгерская (Подунайская, Кишальфельд) впадина, имеющая изометричную форму. Она отделена от Большой Венгерской впадины поднятием Венгерского Среднегорья (часть Центрально-венгерского поднятия), где на поверхности обнажены триасовые и палеогеновые породы донеогенового основания. На северо-западе выступами основания (Малые Карпаты, Лейта) впадина отделена от Венского прогиба. На севере ее границей, осложненной структурными носами и заливами, служат выходы докембрийского основания. Наиболее глубокие части впадины опущены до -5000 м. Подошва неоген-антропогенного чехла полого расположена в центральной части впадины и относительно круто поднимается к ее бортам до -1000 м (структура блюдца). Соответственно углы наклона слоев в центре не превышают 1° ; увеличиваясь на бортах до $5-7^\circ$. На северном борту впадины распространены малоамплитудные разломы, преимущественно субмеридионального простирания. В структурных заливах глубина залегания подошвы нео-

¹ Амплитуда структур неоген-антропогенного чехла здесь и далее определяется по перепаду изогипс.



генового чехла составляет $-3000 \div -4000$ м. В них она падает под углами до 20° . Амплитуда Малой Венгерской впадины определяется примерно в 4000 м.

К югу от Малой Венгерской впадины отделенная от нее седловиной расположена Залайская впадина. Она имеет треугольную форму с крутым южным бортом ($15-20^\circ$), осложненным разломами субширотного простирания. Северо-западный и северо-восточный ее борты более пологие и характеризуются углами наклона около $5-10^\circ$. Наибольшая глубина подошвы неоген-антропогенового чехла в Залайской впадине составляет 4000, амплитуда — около 2000 м.

К юго-востоку от Залайской впадины расположен грабен Дравы, вытянутый в субширотном направлении почти на 200 км при ширине 30–40 км. Его юго-западный борт ограничен одноименным крутым разломом с амплитудой 2500–3000 м. Северо-восточный борт менее крутой, углы наклона подошвы неоген-антропогенового чехла $10-12^\circ$. Максимальных глубин подошва чехла достигает в центральной части (5000–6000 м). Амплитуда структуры равна 3000–4000 м. Поперек грабена в центральной части проходит разлом субмеридионального простирания, прослеженный далеко к югу.

Грабен Дравы отделен от Большой Венгерской впадины Мечекским поднятием, оконтуренным изогипсой -1000 м. Оно представляет собой серию небольших малоамплитудных положительных и отрицательных структур. Наиболее крупными по размерам и амплитуде являются Мечекская и Виллањская антиклинали, в сводах которых на поверхность выходят образования донеогенового основания. Вдоль южного борта Мечекской антиклинали проходит одноименный разлом северо-восточного простирания.

В южной части Паннонского бассейна находятся две небольшие по площади отрицательные пологие структуры: Славонско-Сремская и Банатская впадины, последняя разделена на две мульды. Славонско-Сремская впадина линейно вытянута в широтном направлении. С севера она ограничена поднятием Фрушка Гора, а на юге ее борт полого поднимается в сторону горных сооружений Динарид. Максимальные глубины -3000 м в западной части впадины. Банатская впадина имеет изометричную форму и характеризуется глубинами залегания подошвы чехла -2000 м. Амплитуда этих структур около 1000 м.

Крупной положительной структурой в Паннонском бассейне является Славонско-Хорватский горст, ограниченный с севера Дравским разломом, с юга Савским разломом, имеющими северо-западное простирание, а на западе — Загребским разломом северо-восточного простирания, состоящим из серии плоскостей. Славонско-Хорватский горст расчленен на отрицательные и положительные структурные элементы, причем глубины подошвы неоген-антропогенового чехла в первых ниже -2000 м, а во вторых — выше 0. Поперек горста проходит разлом, делящий его на восточную приподнятую и западную опущенную части. В сводах наиболее приподнятых структур (Папук, Псунь) обнажены палеозойские породы.

По периферии Паннонского бассейна выделены линейно вытянутые осложненные разломами крупные отрицательные структуры. В северо-восточной части бассейна расположен Закарпатский прогиб северо-западного простирания. Его длина составляет примерно 250 км при ширине около 40 км. С северо-востока он примыкает к складчатым сооружениям Карпат, где осложнен серией разломов. С юго-запада Закарпатский прогиб ограничен глубинным Припаннонским разломом. Его центроклинальные замыкания имеют торцовые ограничения, обусловленные разломами (Горнадским



Рис. 20. Структурная карта подошвы неоген-антропогенового чехла Паннонского бассейна

1 — Чешский массив; 2 — выходы на поверхность донеогенового основания; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — выходы на поверхность неогеновых вулканитов; 5 — изогипсы подошвы неоген-антропогенового чехла (а — основные, б — дополнительные), км; 6 — основные разломы. Цифры на карте: 1 — Венский прогиб; 2 — Малая Венгерская (Подунайская) впадина; 3 — Штирийская впадина; 4 — Залайская впадина; 5 — грабен Дравы; 6 — грабен Савы; 7 — Славонско-Хорватский горст; 8 — Мечекское поднятие; 9 — поднятие Венгерского Среднегорья; 10 — Славонско-Сремская впадина; 11–14 — Большая Венгерская впадина: 11 — Сольнокский прогиб, 12 — Керешская мульда, 13 — мульда Мако, 14 — поднятие Баттоња; 15 — Банатская впадина; 16 — Закарпатский прогиб

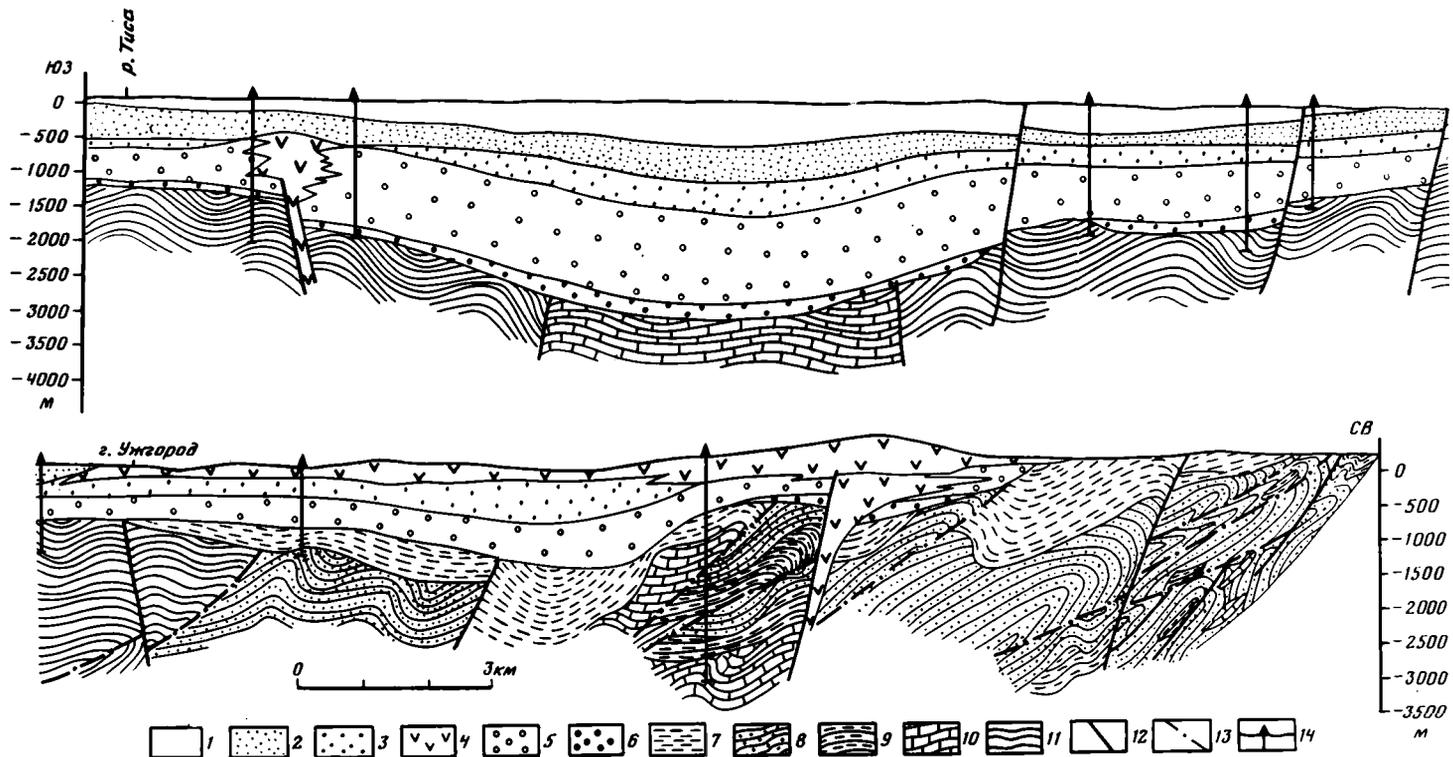


Рис. 21. Разрез вкрест простирания Закарпатского прогиба (Чоп-Мукачевская мульда)

1 — антропоген; 2 — плиоцен; 3 — верхний миоцен—плиоцен (паннон); 4 — вулканический комплекс (паннон—сармат); 5 — сармат; 6 — верхний баден; 7 — палеоген; 8 — мел; 9 — юра; 10 — триас; 11 — палеозой; 12 — разломы; 13 — надвиги; 14 — скважины

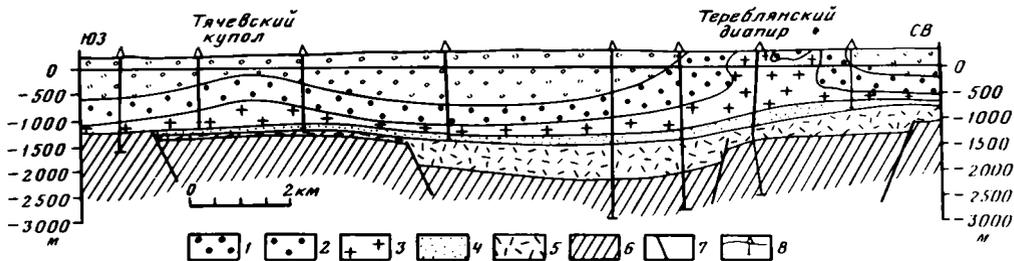


Рис. 22. Геологический разрез через Солотвинскую мульду Закарпатского прогиба (по В.А. Даниленко, 1971 г.)

1–5 – свиты и подсвиты нижнего–среднего миоцена: 1 – тересвенская, 2 – солотвинская, 3 – верхнетеревлянская (соль), 4 – нижнетеревлянская (терригенная), 5 – новоселицкая; 6 – мел-палеогеновое основание; 7 – разломы; 8 – скважины

на северо-западе и Перипеннинским на юго-востоке). Ундуляциями шарнира и поперечными разломами прогиб разделен на три мульды: Восточно-Словацкую, Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую. Каждая из них в свою очередь осложнена более мелкими структурными элементами. В Чоп-Мукачевской мульде прослежена группа положительных (Чопское поднятие, Ужгородская антиклиналь и др.) и отрицательных (Иршавская синклиналь и др.) пологих структур (рис. 21). Это – малоамплитудные структуры, осложненные сбросами, сосредоточенными преимущественно в центральной части прогиба и протягивающимися параллельно основному, ограничивающему прогиб разломам. На крыльях мульды углы наклона подошвы неоген-антропогенного чехла 10–20°, в зонах разломов – 70–80°. Наиболее глубокой из них является Восточно-Словацкая мульда, где подошва чехла опускается до –5000 м. В других мульдах глубины не превышают –2000 и –2500 м. В Солотвинской мульде развиты соляные антиклинали, вытянутые параллельно простиранию Закарпатского прогиба. Последние имеют различную форму (рис. 22). Это либо пологие соляные купола, либо подходящие почти к самой поверхности соляные штоки.

Марамурешская неогеновая впадина [Онческу, 1960; Popescu et colab., 1973; и др.] является составной частью Солотвинской мульды. Ее выделение как самостоятельной структурной единицы вызвано скорее положением границ государств (она целиком расположена на территории Румынии), а не действительными структурными соотношениями, так как никакого раздела между Солотвинской мульдой и Марамурешской впадиной нет. И наоборот, все мелкие соляные антиклинали прослежены в их пределах и не испытывают изменений.

В северо-западной части Паннонского бассейна находится Венский прогиб, вытянутый с юго-запада на северо-восток на расстоянии около 180 км при ширине 60 км. С северо-запада он ограничен складчатыми сооружениями Восточных Альп и Карпат и на небольшом протяжении граничит с Предкарпатским краевым прогибом. Северо-западным ограничением Венского прогиба большей частью служит разлом. На юго-востоке он отделен от Малой Венгерской впадины выходами на поверхность донеогенового основания (горы Малые Карпаты, Лейта). Венский прогиб состоит из ряда изометричных мульд, разделенных седловинами. Максимальные глубины расположены в центральной части прогиба, где подошва неоген-антропогенного чехла опущена до –5000 м. На бортах прогиба она залегает на отметках –1000–0 м. Мульды имеют пологие юго-восточные борта (5–10°) и более крутые северо-западные, где углы наклона слоев составляют 20–30° и местами осложнены разломами. Последние характеризуются или крутыми, или пологими (до 40°) к юго-востоку падениями. Амплитуды мульд достигают 2000–2500 м.

Часто ось прогиба смещена к северо-западу и приближена к ограничивающему прогиб разлому, например на северо-востоке (рис. 23). В этих случаях прогиб в поперечном сечении, как правило, разделен на две отрицательные структуры, между которыми находится небольшое поднятие. Северо-западная мульда имеет крутые борта (до 45° и более), разбитые многочисленными сбросами. В ней подошва неоген-антропогенного чехла опущена до глубины около –4500 м. Юго-восточная мульда очень по-

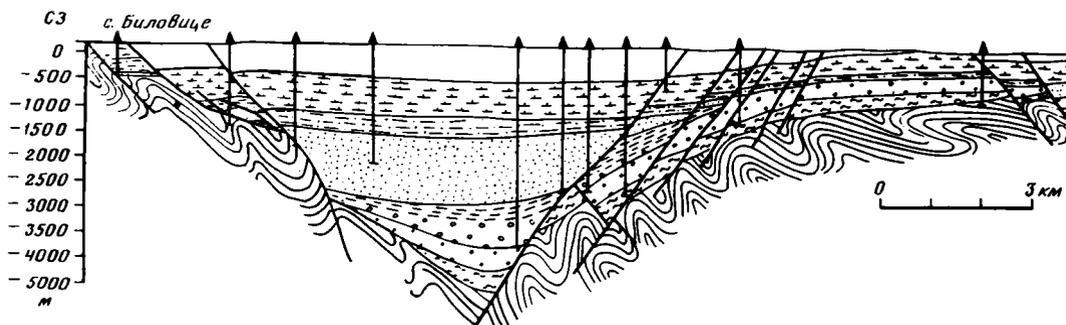


Рис. 23. Разрез через северо-восточную часть Венского прогиба [Buday et al., 1967]

1 — плиоцен и верхний миоцен (паннонский ярус); 2 — средний—верхний миоцен (сармат); 3—8 — средний—нижний миоцен: 3 — верхний баден (зона *Bolivina-Bulimina*), 4 — средний баден (зона песчаных фораминифер), 5 — нижний баден (лагенидовая зона), 6 — нижний баден (базальный комплекс), 7 — карпат, 8 — оттанг—эгенбург; 9 — палеоген-меловое основание Венского прогиба (магурский флиш); 10 — разломы; 11 — скважины

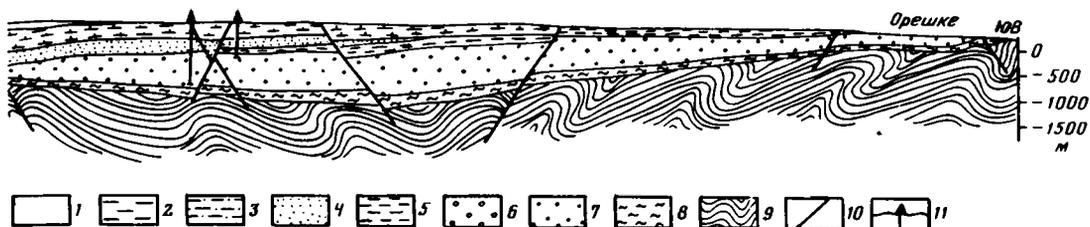
гая и неглубокая (до -1500 м). Разломы в ней развиты реже и имеют гораздо меньшую амплитуду.

В юго-западной части Паннонского бассейна выделен грабен Савы субширотного простирания. Его длина составляет примерно 200, а ширина — 15–40 км. С юга он ограничен протяженным разломом, проходящим вдоль складчатых сооружений Динарид, с севера — разломом Савы, за которым расположено Славонско-Хорватский горст. Амплитуда разлома Савы 2000–2500 м, а южного Придинарского не превышает первых сотен метров. Западное замыкание грабена носит разломный характер, тогда как на востоке он небольшой седловиной отделен от Славонско-Сремской впадины. Подошва неоген-антропогенового чехла опускается в центральной части грабена до -5000 м, воздымаясь к бортам до -1000 м. Ундуляциями шарнира грабен Савы делится на ряд мульд, сохраняющих субширотное простирание. Углы наклона подошвы неоген-антропогенового чехла на северном его борту $15-20^\circ$, близ Савского разлома — $70-80^\circ$, на южном борту — $5-15^\circ$. Амплитуда Савского грабена ~ 4000 м.

К описанным структурам близка Штирийская (Грацкая) впадина, расположенная в западной части Паннонского бассейна. Она вытянута в северо-восточном направлении, но более изометрична: соотношение длины к ширине равно 3:1. С запада Штирийская впадина ограничена складчатыми сооружениями Восточных Альп. На востоке она отделена Южно-Бургенландским порогом, в пределах которого обнажается донеогеновое основание, от Залайской впадины. Штирийская впадина разделена на две мульды, подошва неоген-антропогенового чехла в которых опущена до -3000 м. К бортам она поднимается до 0. Структура имеет относительно пологие борта ($9-10^\circ$).

На структурной карте подошвы неоген-антропогенового чехла показаны только крупные разломы, имеющие амплитуду в первые сотни метров и больше. Вместе с тем существует целая сеть разрывов меньшей амплитуды, нарушающих эту поверхность (рис. 24). Они представляют собой сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги. Амплитуда вертикальных разрывов составляет 50–100 м. Амплитуду пологих надвигов, как правило, определить не удастся, а в известных случаях она не превышает 1–2 км.

Разломы Паннонского бассейна образуют две системы, перпендикулярные друг к другу. Одна из них, северо-восточного простирания, совпадает с глубинными и региональными разломами, прослеженными в донеогеновом основании. Это хорошо заметно в междуречье Дуная и Тисы, где серия разломов подошвы неоген-антропогенового чехла, приуроченных к Сольнокскому прогибу, строго ложится на разлом Загреб-Кульч. Так же четко совпадает серия разломов Малой Венгерской впадины с разломом Раба. Другая система, имеющая северо-западное простирание, вероятно, является более молодой. По некоторым разрывам этой системы происходит или смещение разломов северо-восточного простирания (район г. Дьер), или их торцовое окончание (северо-восточное замыкание Сольнокского прогиба). Кроме двух больших систем разломов, существует серия разломов субмеридионального простирания, но она хорошо проявляется только в



северо-восточной части бассейна, где ограничивает Закарпатский прогиб и совпадает с линией Горнад донеогенового основания.

Внутренняя структура неоген-антропогенного чехла рассматривается по отдельным комплексам. Образования нижнего структурного комплекса выполняют узкие линейные отрицательные структуры. Они широко распространены в западной части бассейна (грабен Дравы и др.). Крупный грабен субширотного простирания, выполненный отложениями нижнего и среднего миоцена, расположен в северной части Малой Венгерской впадины. В пределах Большой Венгерской впадины к структурам нижнего комплекса относится Сольнокский прогиб. Закарпатский, Венский прогибы и грабен Савы также заполнены преимущественно осадочными и вулканическими образованиями нижнего—среднего миоцена. Все структуры нижнего комплекса часто осложнены продольными разломами. Как правило, это крупноамплитудные сбросы. Одним из наиболее характерных является Прикарпатский разлом на северо-востоке Закарпатского прогиба. Здесь скважины Карпаты-6 и-7 расположены по обе стороны от плоскости разлома. В одной из них вскрыто 600 м среднего миоцена, а в другой только 200 м. В некоторых случаях разломы нижнего комплекса не прослеживаются в более верхних горизонтах чехла.



Рис. 24. Схема неоген-антропогенных разрывов центральной части Паннонского бассейна (по [Wein, 1978])

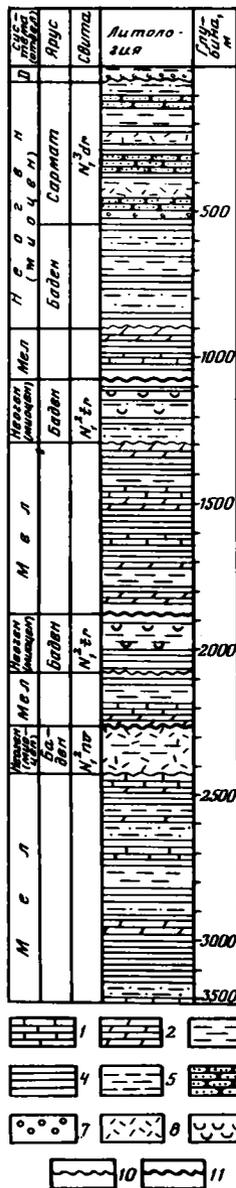


Рис. 25. Геологический разрез скв. Иршава-2

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — туфы; 9 — соль; 10 — несогласное залегание; 11 — тектонический контакт. Свиты: N_1^{3dr} — доробратовская, N_1^{2tr} — тереблянская, N_1^{1pv} — новоселицкая

Амплитуды грабенов и прогибов достигают 2000 м. Углы падения слоев на крыльях $20-25^\circ$, в зонах разломов — до $70-90^\circ$. К центру структур углы уменьшаются. Для нижнего комплекса характерны солёнокупольные дислокации. В отдельных случаях крылья осложнены пологими разрывными нарушениями типов надвигов. Такие дислокации зафиксированы в нескольких структурах. В Закарпатском прогибе скв. Иршава-2 вскрыла разрез, где пластины меловых отложений мощностью от 150 до 500 м переслаиваются с пластинами разновозрастных толщ баденского яруса (рис. 25). На контактах между ними обнаружены микроскладки, т.е., скорее всего, плоскости контакта являются тектоническими. В южной части Залайской впадины, по мнению главного геолога экспедиции глубокого бурения в г. Надьяканижа Б. Бардоца, существует малоамплитудный надвиг докембрийских пород на отложения баденского яруса. Он подтверждается крутыми углами наклона баденских отложений ($40-60^\circ$) в скв. Дьекенеш-1, высоко приподнятой поверхностью докембрия и выявлением пологих разрывов на геофизических профилях.

Большое количество надвигов установлено при помощи сейсмических временных разрезов в центральной части бассейна [Berkes et al., 1983; Pogacsas et al., 1982]. Надвиги имеют крутые плоскости с углами наклона от $50-80^\circ$. По их плоскостям отложения нижнего миоцена надвинуты на складчатые породы флишевого палеогена, мезозоя и кристаллического фундамента. Слои надвинутых отложений около плоскости надвига испытывают слабый подворот, т.е. существует принадвиговая складка. Горизонтальные амплитуды этих надвигов составляют первые сотни метров.

Структурный план подошвы плиоценового структурного яруса верхнего комплекса очень близок к структурному плану подошвы неоген-антропогенового чехла (рис. 26). На нем выделяются практически те же структурные элементы, а в тех случаях, когда отсутствуют отложения нижнего структурного яруса, значения и форма изогипс просто повторяются.

В восточной части бассейна Большая Венгерская впадина сохраняет свою конфигурацию, а максимальные отметки (-3000 м) в мульде Мако. Она осложнена поднятиями (Альдё, Баттонья и др.), в наиболее приподнятых частях которых подошва плиоценового комплекса залегаёт на

глубинах до -1000 м. Сольнокский прогиб теряет свою вытянутую форму и приобретает вид отдельных мульд, причем на западе подошва погружена до -2500 м (Кишкерешская мульда), а на востоке она поднимается до -1250 м (мульда Ньиредьхаза). Борты этих мульд становятся очень пологими, и углы падения слоев на них измеряются первыми градусами.

Рис. 26. Структурная карта подошвы верхнего комплекса неоген-антропогенового чехла Паннонского бассейна

1 — Чешский массив; 2 — Предкарпатский краевой прогиб; 3 — области отсутствия отложений верхнего структурного комплекса; 4 — изогипсы подошвы верхнего комплекса, км: а — основные, б — дополнительные; 5 — разломы

Малая Венгерская впадина практически не изменяет своей формы по сравнению с подошвой неоген-антропогенного чехла, только становится более вытянутой в юго-западном направлении. Отметки в центральной части составляют -3000 м. Исчезают осложняющие ее отдельные мелкие структуры. Появляется флексуроподобный изгиб в середине северного борта впадины, однако подошва верхнего комплекса на самом севере залегает в общем горизонтально и исчезают разрывные ограничения структурных носов и заливов. Ее амплитуда составляет около 3000 м.

Залайская впадина и грабен Дравы сохраняют свои очертания. Отметки подошвы плиоценового структурного яруса в их центральных частях соответственно -3000 и -4000 м. Не меняются небольшие структуры южной и центральной частей Паннонского бассейна. В некоторых из них сохраняются даже мелкоамплитудные осложняющие структуры второго и третьего порядка, правда, все они становятся более малоамплитудными.

Большие изменения происходят со структурами, расположенными по краям бассейна. В пределах Закарпатского прогиба по подошве верхнего комплекса неоген-антропогенного чехла прослежена только Восточно-Словацкая мульда с амплитудой около 1000 м и углами падения слоев, измеряемым первыми градусами. Центральная часть прогиба по этой структурной поверхности представляет собой поднятие, а на месте Солотвинской мульды вырисовывается небольшая отрицательная структура с амплитудой 250 м. В Венском прогибе, сложено построенном по подошве неоген-антропогенного чехла, по подошве плиоценового структурного яруса вырисовываются две пологие изометричные мульды отметками в центральной части -1000 м. Штирийская впадина выполаживается и приобретает более изометричные формы. Глубины здесь не превышают -1000 м. Сохраняет свою форму грабен Савы. Однако он становится более пологим, исчезает разлом, ограничивавший его южный борт. Наибольшая глубина подошвы плиоценового структурного яруса здесь -2500 м.

Сеть разломов, выделенная на структурной карте подошвы плиоценового структурного яруса, отличается от подошвы неоген-антропогенного чехла. Некоторые разломы прослеживаются на обеих картах. Однако их амплитуда уменьшается. Не зафиксированы разломы в северо-восточной части бассейна, и на востоке их становится гораздо меньше.

В целом для плиоценового структурного яруса характерны изометричные слегка вытянутые тектонические элементы с пологими (первые градусы) углами наклона крыльев. Их амплитуды колеблются от 500 до $2000-3000$ м. Они нарушены разрывными нарушениями только по краям Паннонского бассейна и вблизи выступов донеогенового основания. Среди разрывов преобладают сбросы и взбросы, однако есть и надвиги. На юге гор Мечек около г. Печ на крутопадающих (около 60°) слоях глин, алевролитов и песков нижнего паннона залегают песчаные слои верхнего паннона, которые падают под углом $10-15^\circ$ (рис. 27). Вдоль плоскости контакта породы сильно разрушены, а угол падения плоскости меняется от $15-20$ до 50° . Наблюдаемая протяженность контакта около 40 м. Такие же небольшие надвиги известны и в других районах.

В отдельных случаях происходит изменение простираний структур нижнего комплекса и плиоценового структурного яруса верхнего комплекса. На севере Малой Венгерской впадины породы нижнего-среднего миоцена выполняют грабенообразную структуру субширотного простирания. Отложения плиоцена образуют впадину, имеющую юго-западное простирание. Таким образом, ее направление в разных структурных ярусах меняется почти на 90° . В северо-восточной части Паннонского бассейна в пределах Закарпатского прогиба расположена Чопская антиклиналь. На структурной карте по разным горизонтам (рис. 28) изогипсы по подошве левантина под разными углами секут изогипсы кровли более низкой доробратовской свиты. Свод антиклинали и оси поднятия по разным горизонтам вытянуты в перпендикулярных друг к другу направлениях, т.е. и здесь произошло изменение структурного плана. Аналогичные примеры можно привести и по другим частям Паннонского бассейна.

В антропогеновом структурном ярусе верхнего комплекса выделен ряд крупных мульд, расположенных в пределах Большой Венгерской впадины (Мако, Керешская и др.). Они совпадают со структурами плиоценового яруса. Мульды характеризуются пологими углами наклона бортов ($1-3^\circ$) и имеют амплитуду $200-700$ м. Максимальные глубины подошвы антропогена в центральных частях мульд составляют -700 м, повышаясь к бортам до -100 м. Небольшого размера мульда расположена в пределах

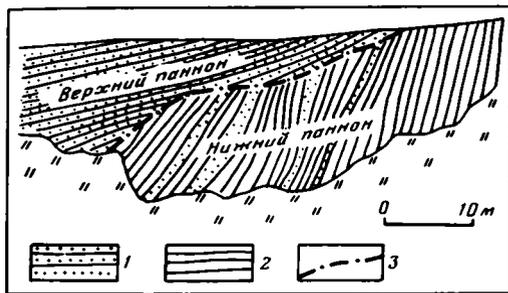


Рис. 27. Пологий тектонический контакт в паннонских отложениях на северной окраине г. Печ (Венгрия)

1 — пески; 2 — глины, алевролиты; 3 — линия контакта

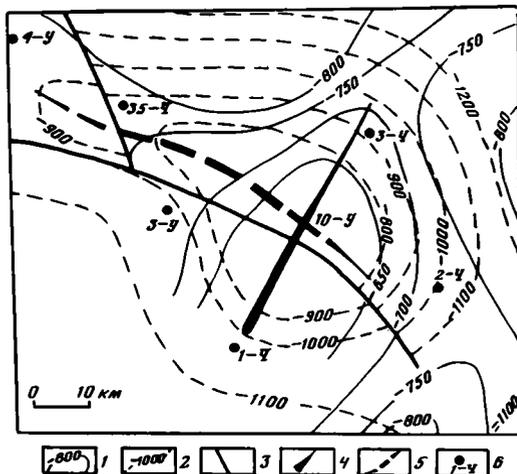


Рис. 28. Структурная карта Чопской антиклинали в Закарпатском прогибе

1 — изогипсы по горизонту А (подошва левантина, плиоценовый структурный ярус), м; 2 — изогипсы по горизонту Б (кровля доробратовской свиты, миоценовый структурный ярус), м; 3 — разломы; 4, 5 — ось Чопской антиклинали: 4 — в плиоценовом структурном ярусе, 5 — в нижнем комплексе; 6 — скважина и ее номер

Малой Венгерской впадины. Отметки подошвы антропогена в центральной ее части достигают примерно -200 м.

На остальной части Паннонского бассейна глубины залегания подошвы антропогена от 0 до -100 м. Здесь выделяется много малоамплитудных структур (25–50 м), как правило, несогласно расположенных по отношению к тектоническому плану подстилающих неогеновых и донеогеновых образований.

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ

Распределение мощностей неоген-антропогенового чехла определяется положением его подошвы. Максимальные мощности известны в мульде Мако и грабене Дравы, где они составляют 6000–7000 м. Мощности чехла около 5000 м наблюдаются в грабене Савы, Венском прогибе, Малой Венгерской впадине и в Восточно-Словацкой мульде Закарпатского прогиба. Изопахитами со значениями 3000 м оконтуриваются центральные части Штирийской, Залайской, Славонско-Стремской впадин и отдельные мульды в пределах крупных структур. От наиболее прогнутых частей мощности иногда резко, а иногда постепенно уменьшаются. По северному борту грабена Савы вдоль разлома мощность уменьшается от 4000 м на юге до 1000 м на севере. В районе Береговского поднятия, входящего в Закарпатский прогиб, мощность неоген-антропогенового чехла составляет 500–800 м, тогда как к юго-западу за Паннонским разломом она увеличивается до 3000 м и больше. По восточному борту Большой Венгерской впадины на границе с горами Апусени наблюдается похожая картина, однако здесь градиент изменения мощности несколько больше. Небольшими мощностями примерно 500–1500 м характеризуются крупные поднятия (Баттонья, Мечекское, Славонско-Хорватский горст и др.).

Изменение мощностей неоген-антропогенового осадочного чехла и его отдельных стратиграфических подразделений хорошо прослеживается по разрезам скважин, часть из которых приведена на рис. 29, 30, и сейсмическим профилям.

Максимальные мощности отложений нижнего структурного комплекса (допаннонский миоцен) приурочены к краевым структурам (рис. 31). Значения 2000–3000 м известны в Венском и Закарпатском прогибах, в грабене Савы. Изопахитами 2000 м оконтуриваются Штирийская впадина и субширотный Северо-Подунайский прогиб,

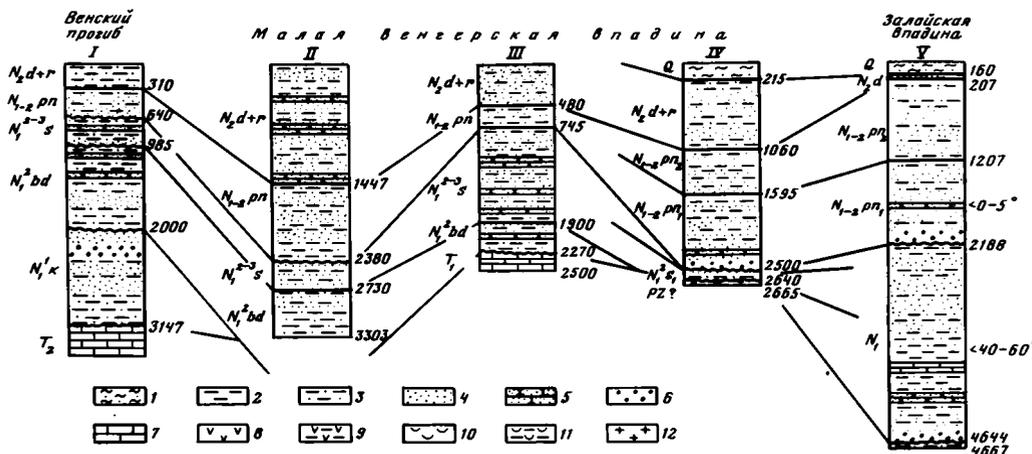


Рис. 29. Схема сопоставления разрезов скважин западной части Паннонского бассейна
1 — суглинки, супеси; 2 — глины; 3 — алевролиты, аргиллиты; 4 — пески; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — известняки; 8 — лавы андезитов; 9 — андезитовые туфы; 10 — лавы липаритов; 11 — липаритовые туфы; 12 — гранитоиднейсы. I-V — скважины: I — Малацки-20, II — Дьяковце-1, III — Обдоковце-1, IV — Коларово-4, V — Дьекенеш-1

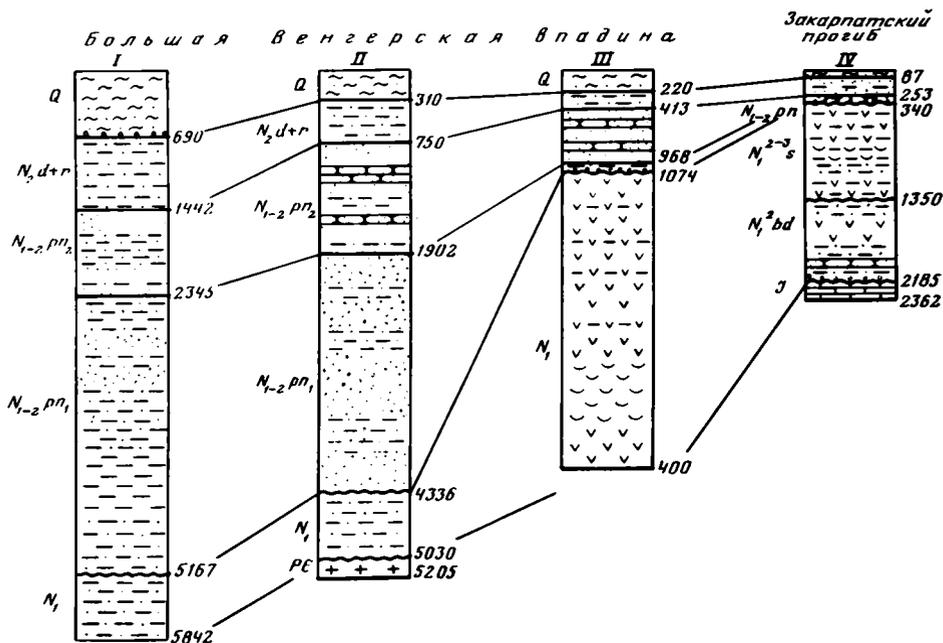


Рис. 30. Схема сопоставления разрезов скважин восточной части Паннонского бассейна
I-IV — скважины: I — Хѣдмезевашархей-1; II — Деречке-1; III — Надьечед-1; IV — Виноградово-5. Условные обозначения см. на рис. 29

Рис. 31. Карта мощности отложений нижнего (миоценового) структурного комплекса Паннонского бассейна

1 — Чешский массив; 2 — выходы на поверхность донеогенового основания; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — выходы на поверхность отложений нижнего структурного комплекса; 5 — области отсутствия отложений нижнего структурного комплекса; 6 — изопахиты (а — основные, б — дополнительные, в — предполагаемые), м; 7 — разломы

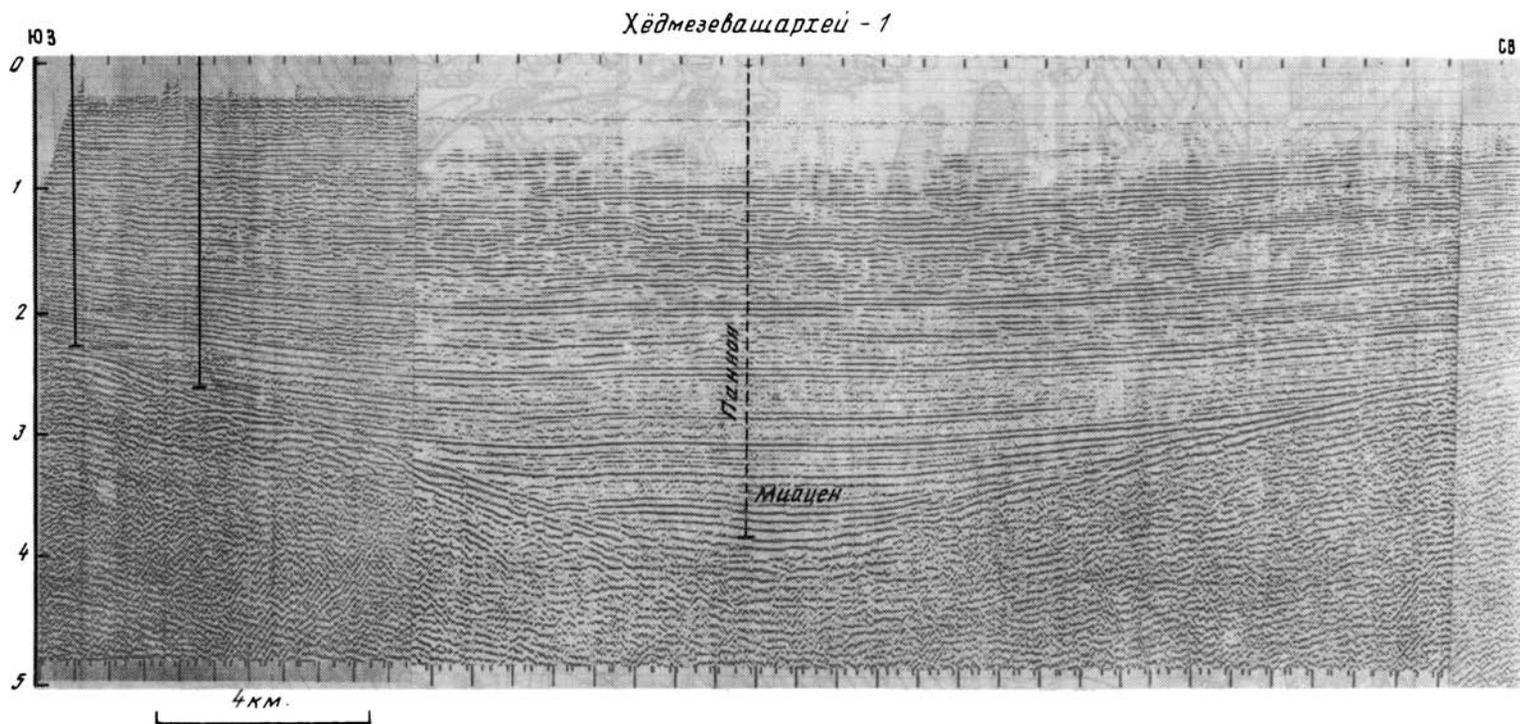


Рис. 32. Фрагменты сейсмического разреза AL-1-A-16 поднятие Альдь—мульда Мако (материалы Венгерского государственного геофизического треста). Видно, что миоценовые и нижняя часть паннонских отложений прислоняются к поверхности подстилающего комплекса. Скв. Хѣдмезевашаргей-1 расположена в 1450 м от линии профиля

расположенный в северной части Малой Венгерской впадины, который выделяется только на карте мощностей и не прослеживается на структурных картах. Достаточно хорошо прослеживается Залайская впадина, где мощности составляют примерно 1000 м. Увеличением мощностей от 0 до 1000 м фиксируется грабен Дравы, но их изменение происходит очень полого от центра к бортам структуры. Примерно такая же картина наблюдается в Славонско-Стремской впадине. Намного меньше мощность отложений нижнего структурного комплекса в восточной части бассейна. Здесь она меняется от нуля до первых сотен метров. Почти всю площадь Большой Венгерской впадины занимает крупная зона отсутствия отложений нижнего комплекса. Более мелкие ареалы отсутствия прослежены в пределах Мечекского поднятия. Они отделены друг от друга узкими зонами мощностей до 1000 м. Только в отдельных структурах (грабен Савы, Венский и Закарпатский прогибы) прослежены крупные разломы, амплитуда которых по мощностям нижнего комплекса составляет 1000–1500 м.

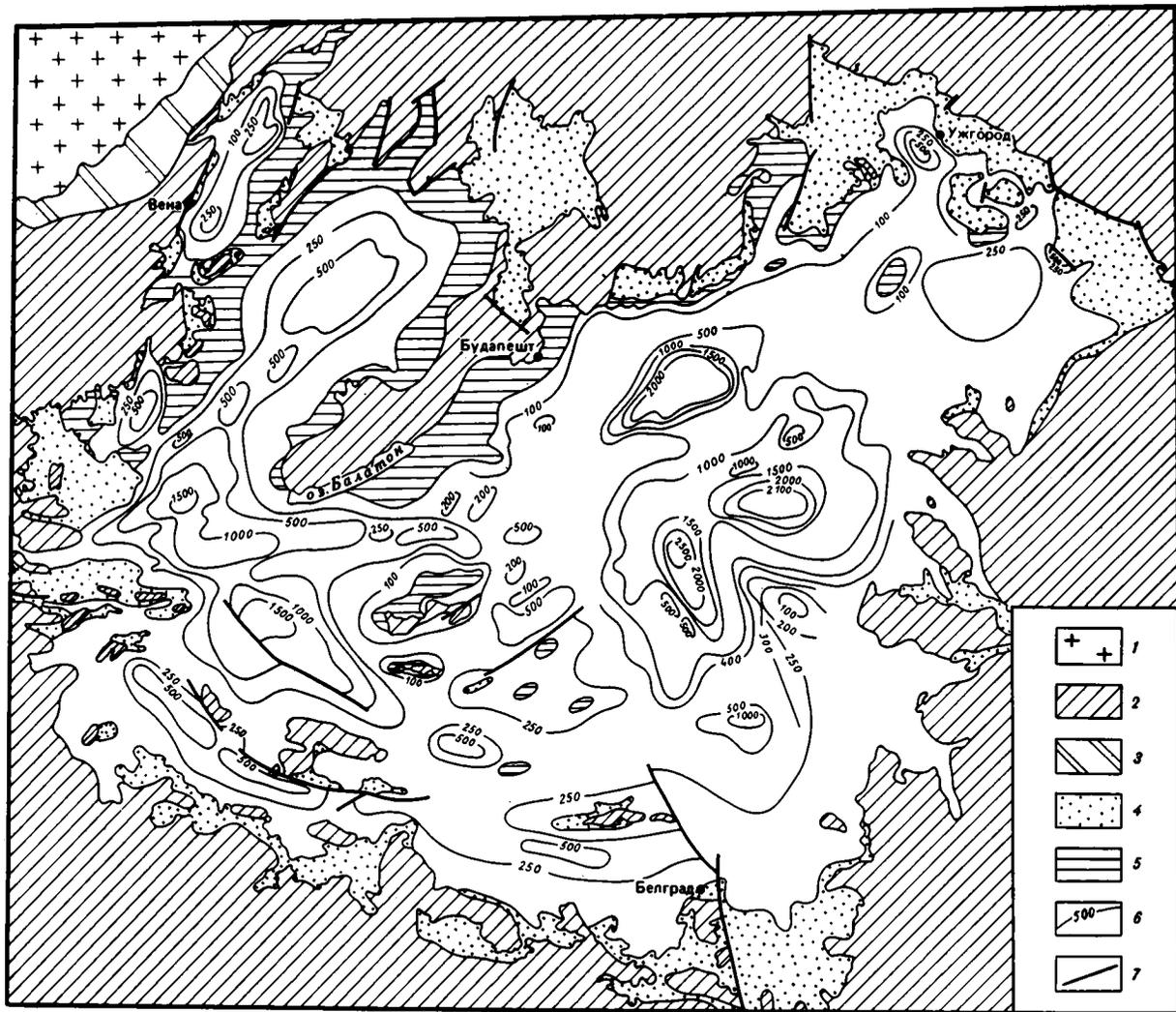
Изменение мощностей отложений нижнего структурного комплекса в краевых структурах происходит постепенно. Мощность слоев последовательно уменьшается от центра отрицательной структуры к ее бортам. Такая же картина наблюдается на большей площади центральной части Паннонского бассейна. Однако есть случаи, когда слои нижнего миоцена лежат горизонтально и резко прислоняются к поверхности до-неогеновых пород, например в Большой Венгерской впадине, в мульде Мако (рис. 32). Никаких сокращений мощности отдельных слоев к бортам структуры не наблюдается. Прислонение осадочных слоев нижнего структурного яруса известно еще в нескольких местах (Бекешская мульда и др.) и приурочено только к самым глубоким частям локальных структур. Величина прислонения оценивается примерно в 500–800 м.

На карте мощностей нижнего комплекса отражена картина распределения мощностей осадочных пород и тесно связанных с ними образований нижнего и среднего вулканических комплексов. Последние образуют зону мощностей до 1500, а местами и до 2000 м, пересекающую Паннонский бассейн с северо-востока на юго-запад. Более точное распределение мощностей вулканитов показано на карте распространения магматических комплексов (см. рис. 35). Максимальные мощности вулканитов известны в северо-восточной части бассейна, где они равны 1500–2000 м. Большие значения от 500 до 1000 м распространены в отдельных ареалах, входящих в узкую полосу (к югу от Будапешта, к северу от гор Мечек, в междуречье Савы и Дравы). Отдельные зоны распространения вулканитов с мощностями до 1000 м выявлены в южной части Малой Венгерской впадины и в Залайской впадине.

Таким образом, максимальные мощности нижнего структурного комплекса осадочного чехла и одновозрастных ему вулканитов приурочены к разным структурным элементам. Причем первые из них связаны исключительно с периферией Паннонского бассейна. Центральные области, напротив, характеризуются минимальными мощностями нижнего комплекса осадочного чехла или его отсутствием.

Мощности отложений верхнего структурного комплекса – верхний миоцен (паннон) – антропоген – распространены иначе. Максимальных значений они достигают в мульде Мако, где составляют 5000 м. Мощности отложений в Большой Венгерской впадине 2000–3000 м, при этом хорошо выделяются отдельные структурные элементы. Такие же цифры известны в Малой Венгерской и Залайской впадинах. В грабене Дравы мощность отложений верхнего структурного комплекса от 2500 м на бортах до 4000 м в центральной части. Намного меньше мощность в краевых структурах. В Закарпатском и Венском прогибах она составляет до 1000 м, в грабене Савы в центральной части – 2500 м, резко выклинивается к югу до нуля и обрывается на севере разломом, за которым уменьшается до 500–1000 м.

Ниже дается описание мощностей более дробных структурных подразделений, входящих в верхний структурный комплекс. Мощность отложений нижнего паннона, составляющих нижнюю часть плиоценового структурного яруса верхнего комплекса, показана на карте (рис. 33). Максимальных значений она достигает в пределах Большой Венгерской впадины (2000–2500 м). На юго-западе впадины изопакхитами 500 м оконтуриваются две брахиантиклинальные поднятия Алдьё, а на юго-востоке изопакхитой 100 м – центральная часть поднятия Баттонья. К северу от впадины намечены центральная часть Сольнокского прогиба с мощностью 2000 м. В северо-восточной части этого прогиба имеется небольшой участок, на котором отложения нижнего паннона отсутствуют. Западная часть бассейна характеризуется гораздо меньшими величинами мощностей. Здесь,



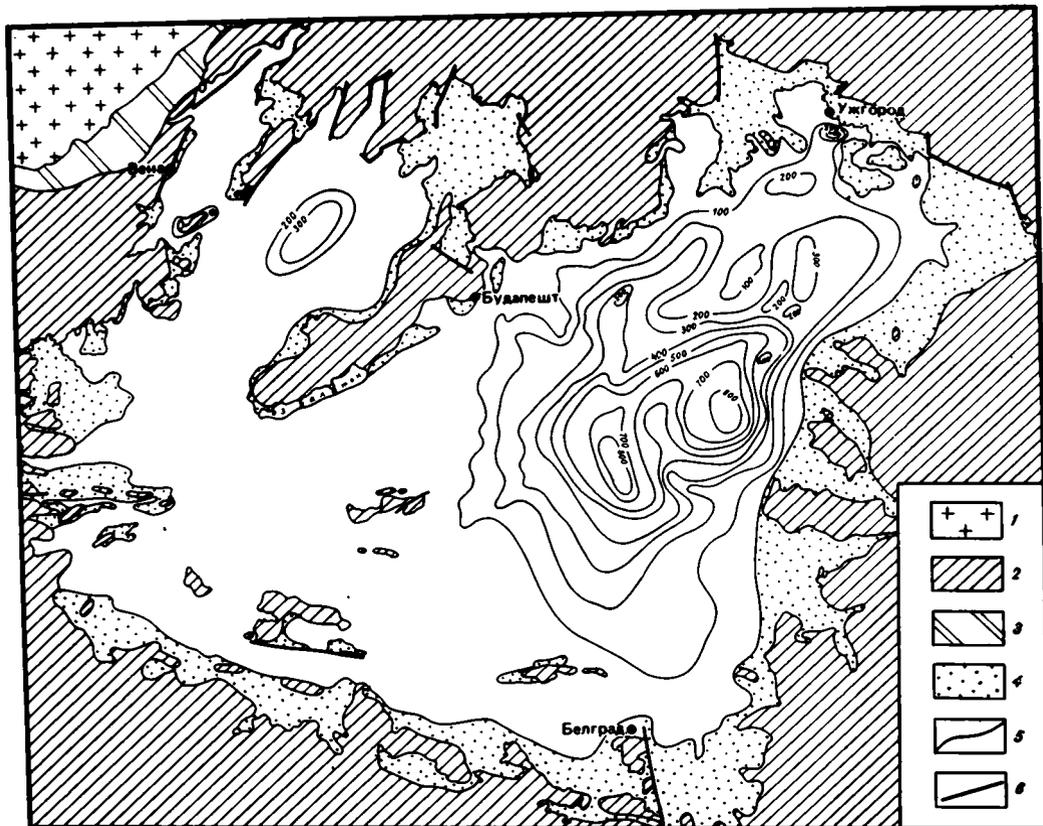


Рис. 34. Карта мощности антропогенных отложений Паннонского бассейна
 1–3 — см. рис. 33; 4 — выходы на поверхность неогеновых отложений; 5 — изопакиты антропогенных отложений, м; 6 — разломы

в пределах Залайской впадины и грабена Дравы, она достигает только 1500, а в центральной части Малой Венгерской впадины всего 500 м.

Небольшими мощностями нижнепаннонских отложений характеризуются краевые структуры бассейна. В Закарпатском прогибе они составляют около 200 м. Только в центральной части Восточно-Словацкой мульды и в небольшом Вышковском грабене мощности увеличиваются до 500 м. В Венском прогибе отложения нижнего паннона распространены только в середине прогиба, и их мощность не превышает 250 м. В Штирийской впадине и грабене Савы максимальные значения мощности равны 500 м. На Мечекском поднятии мощности отложений нижнего паннона составляют первые сотни метров. Крупных разрывных нарушений на карте мощностей не наблюдается. Исключение составляет разлом Дравы.

Примерно так же распределяется мощность отложений верхнего паннона и плиоцена (верхняя часть плиоценового структурного яруса верхнего комплекса). Максимальные ее значения известны в Большой и Малой Венгерских впадинах (около 2000 м), в Залайской впадине и грабене Дравы (около 1500 м). К периферии бассейна она сокра-

Рис. 33. Карта мощности нижнепаннонских отложений Паннонского бассейна (нижняя часть верхнего структурного комплекса)

1 — Чешский массив; 2 — выходы на поверхность донеогенового основания; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — выходы на поверхность неогеновых (допаннонских) отложений; 5 — области отсутствия нижнепаннонских отложений; 6 — изопакиты нижнепаннонских отложений, м; 7 — разломы

щается до первых сотен метров и постепенно выклинивается к его границе. Надо подчеркнуть, что отложения верхнего паннона—плиоцена распространены шире, чем отложения нижнего паннона.

Распределение мощностей отложений антропогенного структурного яруса показано на карте (рис. 34). Максимальные их значения приурочены к мульдам Мако и Керешской, расположенным в Большой Венгерской впадине, где мощность 700—800 м. В Закарпатском прогибе изопахитой 400 м околнурена Чопская мульда. Зона повышенных мощностей занимает практически всю восточную часть Паннонского бассейна. Вторая такая зона со значениями мощностей 200—300 м расположена в центральной части Малой Венгерской впадины. На остальной части территории бассейна мощность отложений антропогенного структурного яруса невелика и колеблется от нуля до 100—150 м. Она изменяется на первые десятки метров в соответствии с мелкими структурными элементами. Практически нигде мощности антропогена не затронуты разрывными нарушениями. Имеющиеся разрывы невелики по протяженности, и их амплитуда составляет первые метры. Зоны повышенных мощностей практически совпадают с областями современного аккумулятивного рельефа, выделенными на геоморфологической карте, составленной М.Печи [Pecsi, 1978].

Изменения мощностей отложений верхнего структурного комплекса происходят по-разному. В большинстве случаев слои отложений постепенно выклиниваются от центра отрицательных структур к их бортам, и мощности в целом сокращаются в сторону приподнятых структур, т.е. происходит конседиментационное изменение мощностей. Вместе с тем имеются случаи прислонения слоев. На уже приведенном разрезе (см. рис. 32) нижние слои паннонских отложений прислоняются к поверхности подстилающего комплекса, а изменения мощности слоев не наблюдается. Величина прислонения оценивается в 500—800 м в разных структурах. Слои верхней части паннонских отложений воздымаются в сторону поднятия Алдэ, и по мере приближения к поднятию происходит постепенное уменьшение мощности каждого слоя.

Притыкание слоев верхнего паннона и плиоцена известно в различных местах Паннонского бассейна не только по геофизическим данным, но и по обнажениям. В Венгерском Среднегорье горизонтально лежащие песчано-алевритовые толщи паннона мощностью около 100 м прислоняются к известнякам триаса [Вадас, 1964]. Притыкание слоев небольшой мощности (от 50 до 150 м) распространено вблизи выступов донеогенового основания, а более крупные притыкания (до 800 м) приурочены к наиболее глубоким частям отрицательных структур. В целом прислонение более характерно для нижней части верхнего комплекса. В верхней части разреза такие соотношения очень редки, а в антропогенных осадках вообще не известны.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАННОНСКОГО БАСЕЙНА И ОКРУЖАЮЩИХ РАЙОНОВ

В пределах Паннонского бассейна и прилегающих складчатых сооружений Альп, Карпат и Динарид широко распространены неоген-антропогенные магматические породы. Вулканогенные образования выходят на поверхность в виде дуги по северной и восточной окраинам Паннонского бассейна, где образуют горные сооружения (Центрально-Словацкие, Пилиш, Бёржень, Токай, Сланские, Выгорлат—Гута, Келимани—Харгита и др.). На юге и западе бассейна известны лишь небольшие их ареалы (район гор Медведица и Вардарской зоны в Югославии и т. д.). Многочисленными скважинами они вскрыты и в центральной части бассейна в разрезе неоген-антропогенного осадочного чехла.

Существует много схем стратификации вулканических комплексов Паннонского бассейна [Лазаренко и др., 1968; Мерлич, Спитковская, 1974; Kuthan, 1968; Mahel, 1978; Panto, 1968; и др.]. Их соотношение рассмотрено в работе М.И. Толстого и др. [1976]. Разные авторы выделяют неодинаковое число вулканических комплексов, возраст которых коррелируется с угловыми несогласиями в окружающих складчатых сооружениях. В большинстве случаев возрастная привязка комплексов

производилась на основании радиологических определений и реже — по геологическим материалам.

Большинство геологов относят магматические породы Паннонского бассейна к субэквентным вулканитам, образовавшимся в орогенный этап развития [Лазаренко и др., 1968; Мерлич, Спитковская, 1974; Милановский, Короновский, 1973; Kuthan, 1968; и др.]. В последнее время возникло предположение, что кайнозойские вулканиты являются отражением глубинной зоны Беньофа, где происходит погружение Европейской платформы под Карпаты [Boccaletti et al., 1976; Szádeczky-Kardoss, 1974; и др.]. Одновременно была выдвинута гипотеза о связи вулканитов с мантийным диапиром [Леха, Колесну, 1974; и др.].

Палеонтологические характеристики осадочных горизонтов разреза, радиометрические определения возраста, петрохимические особенности и структурное положение вулканитов позволили выделить на территории Паннонского бассейна три комплекса [Николаев, 1980]. Их распределение в плане изображено на карте (рис. 35).

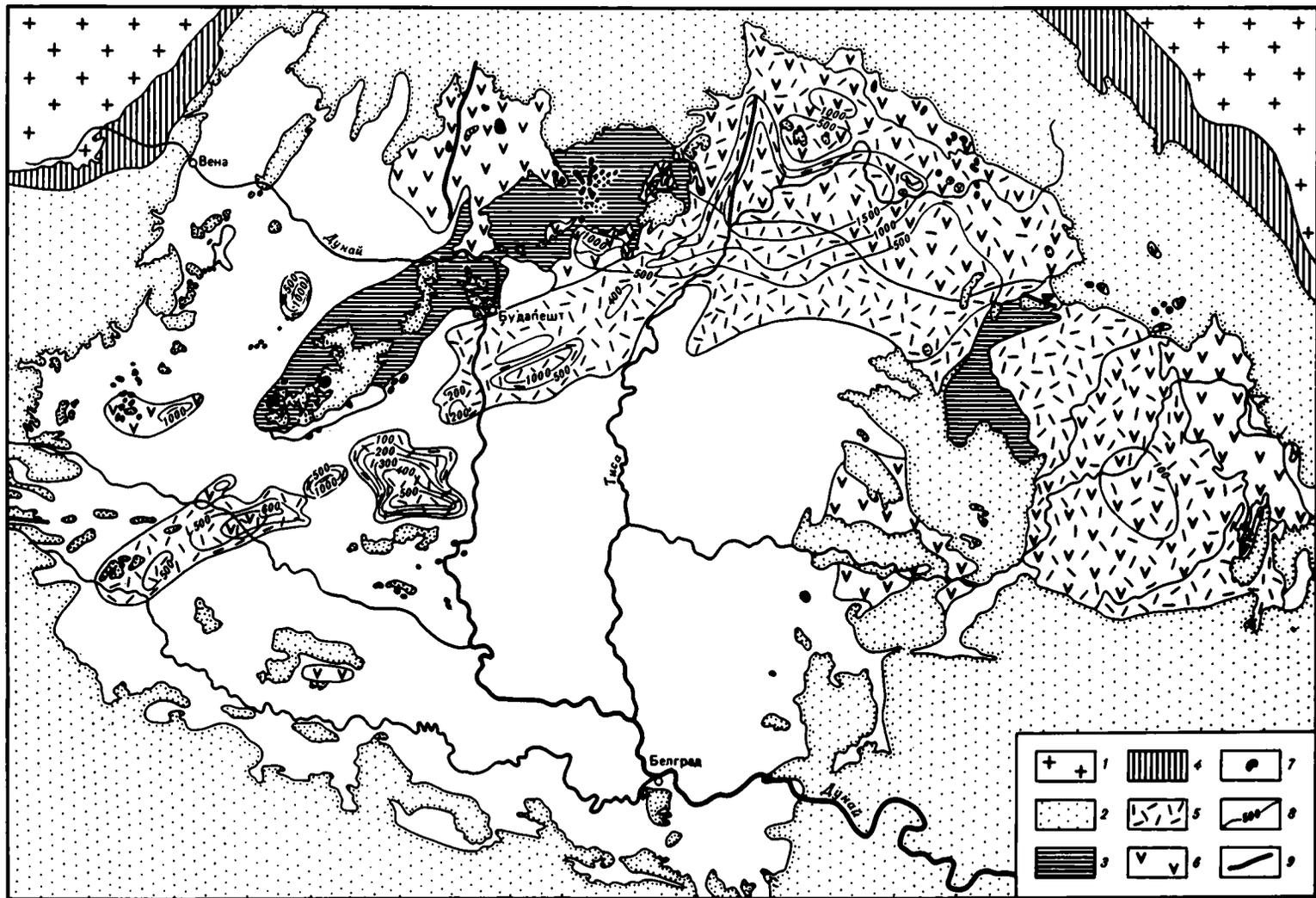
Нижний вулканогенный комплекс разделяется на два подкомплекса. Нижний подкомплекс широко распространен и состоит из игнимбритов. На поверхности они обнажены по южной оконечности гор Бюкк. Здесь "нижний риолитовый туф" (по классификации венгерских геологов) залегает на песчаниках олигоцена и перекрыт угленосной толщей карпатского яруса [Терентьев, 1964]. Под осадочным чехлом неогена нижний подкомплекс прослеживается далеко к юго-западу [Panto, 1968]. Игнимбриты известны в районе среднего течения р. Дунай и протягиваются к горам Медведица (район г. Загреба), где обнаружены небольшие выходы на поверхность. Мощность игнимбритов нижнего подкомплекса превышает 1000 м. Возраст этих пород определяется как оттанг—эгенбург (нижний миоцен) на основании их стратиграфического положения.

Верхний подкомплекс нижнего комплекса сложен лавами липаритов и дацитов, переходящими по латерали в пирокластические породы того же состава. В нем имеются небольшие прослои андезитовых лав и туфов. Породы верхнего подкомплекса многочисленными скважинами вскрыты под осадочными отложениями в различных частях Паннонского бассейна и прилегающих районов. Это новоселицкая свита в Закарпатье, туфы Деж в Трансильвании и другие толщи. Мощность пород верхнего подкомплекса достигает 700 м. Его возраст на основании радиологических датировок и фаунистических исследований в осадочных прослоях определяется как карпатский ярус—среднебаденский подъярус нижнего миоцена.

Вулканиты нижнего комплекса, образующие пологозалегающие тела, развиты в узкой зоне северо-восточного простиранья. Ее ширина в районе среднего течения р. Дунай 100—150 км и 300—400 км — в пределах Закарпатского прогиба. Площадь, занимаемая вулканитами нижнего комплекса, ~ 70 000 км². Их максимальная мощность 1500—2000 м, причем такие значения приурочены практически к одной линии, т. е. можно предположить, что вдоль нее сосредоточены центры излияний кислых пород. Вулканиты нижнего комплекса сравнительно быстро выклиниваются к северу и югу от главной линии.

Средний вулканический комплекс широко развит по северной окраине Паннонского бассейна, в большинстве случаев он примыкает к складчатым структурам обрамления. Его породы обнажаются в южной части Чехословакии (горы Кремницкие, Прешовские и др.), в северной Венгрии (горы Матра, Бержень, Токай), в Советском Закарпатье (Береговское холмогорье, хребет Гат и др.), в Румынии (Бая-Марский район). К востоку и югу он продолжается вдоль внутреннего края Карпат, образуя гряду Келимани—Харгита, и вскрыт скважинами в неогеновом чехле Трансильванской впадины. Отдельными ареалами вулканиты среднего комплекса известны в Залайской впадине в разрезе неоген-антропогенного чехла. По восточной границе Восточных Альп обнаружены субвулканические массивы Бахеры и Глейхенберг [Тектоника..., 1978], сложенные андезитами, трахиандезитами и дацитами среднемиоценового возраста. Аналогичные породы известны в пределах Динарид, где отдельные тела андезитов миоцена приурочены к Вардарской зоне [MaheI, 1978]. В восточной части гор Апусени расположены небольшие поля андезитовых и дацитовых лав неогена.

Средний вулканический комплекс по вещественному составу разделен на два типа пород. Первый из них представлен в основном пироксеновыми андезитами, андезитобазальтами и их туфами. Пироксеновые андезиты в Токайских горах делаются на три



+	+	1	▨	4	●	7
⋯	⋯	2	▧	5	〰	8
▨	▧	3	▩	6	—	9

группы: собственно пироксеновые андезиты с содержанием SiO_2 до 54%, "кислые" пироксеновые андезиты с SiO_2 до 58 и пироксеновые андезито-дациты с SiO_2 до 65%. Примерно такие же группы можно выделить в других ареалах развития андезитового вулканизма. Андезито-базальты распространены меньше, чем пироксеновые андезиты. Они, как правило, характеризуются крупнокристаллической структурой с крупными (до 5 см) лейстами плагиоклаза. В структурном плане вулканы преимущественно представляют собой стратовулканы с кальдерами, депрессиями и горстами, а также с крупными (амплитудой до 1000 м) разрывными нарушениями. Часто отмечаются комплексы лахаровых брекчий. В Словакии в андезито-базальтах часто наблюдаются зерна граната размером от 2–3 до 15 мм. Гранат представлен зльмандином. Мощность вулканитов первого типа достигает 1000 м в Выгорлатском хребте [Славик и др., 1976]. Такие же величины отмечены в Токайских и Центрально-Словацких горах. В скважине Надъечед-1 на северо-востоке Венгрии вскрыто около 2500 м лавовых андезитов с прослоями туфов. Это максимальная известная мощность.

Второй тип пород среднего комплекса сложен липаритами, дацитами и их туфами. Среди них часто встречаются перлиты со столбчатой отдельностью (рис. 36). В его составе примерно 50% принадлежит туфовым образованиям. Они образуют сложные контакты с вмещающими осадочными породами (рис. 37). Вулканы второго типа залегают на разновозрастных отложениях. Иногда это миоценовые толщи, а иногда донеогеновые образования (рис. 38). В олигоценых темных глинах находятся отдельные глыбы дацитов и дацитовых туфов, а сами глины сильно перемяты.

Вулканогенные образования первого и второго типов часто переслаиваются между собой. В одних случаях они образуют единый разрез с хорошо видимым переслаиванием, в других — кислые породы прорывают андезиты, которые подвергаются различным изменениям (рис. 39). Иногда, наоборот, основные породы прорывают кислые. Часто встречаются валуны (а иногда бомбы) андезитов в кислых туфах (рис. 40), т. е. соотношение двух типов очень сложное, но в целом оно говорит об относительной разновозрастности образования слагающих их пород.

Вулканы среднего комплекса слагают разнообразные структурные формы. Среди них встречаются аппараты центрального типа, поля лав, образованные при трещинных излияниях, экструзивные купола и другие вулканические структуры, которые сопряжены друг с другом (рис. 41).

Среднему вулканическому комплексу синхронна по возрасту группа гипабиссальных пород. Она включает в себя разности от кислых (гранодиорит-порфиры) до средних (габбро-диабазы) или даже основных (габбро). Как правило, гипабиссальные породы образуют небольшие тела (диаметром максимум в первые километры), рвущие вулканоогенные и осадочные образования. Гораздо реже встречаются послойные дайки размером в первые метры, отходящие от основных тел. Субинтрузивные породы развиты достаточно широко. Они известны в пределах Центрально-Словацкого района (Штьянские горы), Выгорлат-Хустского района (Вышково, Перечин), Бая-Марского района и в других областях. В целом субинтрузивные породы объединяются в габбро-диорит-гранодиоритовую формацию с натровой специализацией. При этом в гипабиссальном комплексе наблюдается четкая гомодромная возрастная последовательность от габбро-диабазов до лейкократовых пород [Милановский, Короновский, 1973].

В петрохимическом отношении породы среднего комплекса в целом отличаются повышенной щелочностью (табл. 1). Она достигает в андезитах и андезито-базальтах 7–7,5% и понижается в кислых образованиях. Во всех породах отмечается преобладание натрия над калием. В некоторых случаях в андезитах наблюдается повышенное содержание SiO_2 (до 65%) при среднем 53–57%. По данным Ф. Фиалы [Fiala, 1972], средние вулканы Словакии характеризуются меньшим содержанием SiO_2 . Содержание TiO_2 в вулканах и субинтрузивах среднего комплекса 0,4–1,1%.

Рис. 35. Схема распространения кайнозойских вулканитов Паннонского бассейна

1 — Восточно-Европейская платформа и Чешский массив; 2 — складчатые сооружения палеозоя-палеогена; 3 — палеогеновый осадочный чехол; 4 — Предкарпатский краевой прогиб; 5–7 — области распространения вулканитов кайнозоя: 5 — нижний комплекс, 6 — средний комплекс, 7 — верхний комплекс; 8 — изоплахиты вулканоогенных образований, м; 9 — основные разрывные нарушения

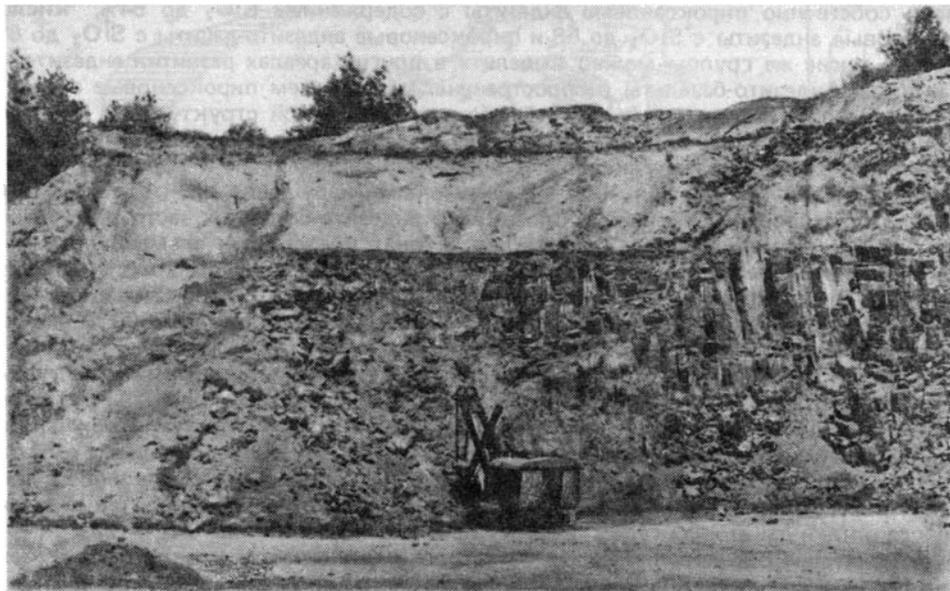


Рис. 36. Верхний контакт среднего вулканического комплекса в карьере Пальхаза в Токайских горах (фото автора)

Темные — перлиты со столбчатой отдельностью; слева светлые — риолитовые туфы; вверху светлые — осадочные образования сармата со слоистостью

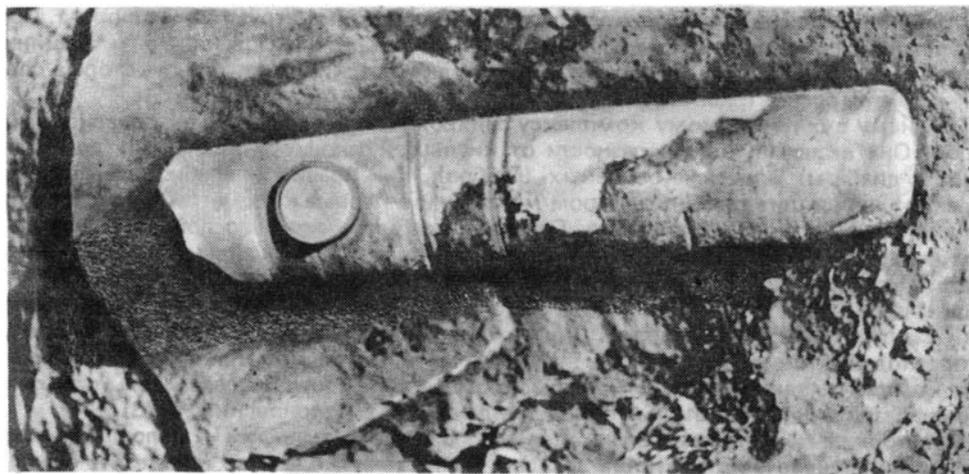


Рис. 37. Контакт осадочных пород баденского яруса (темное) с риолитовым туфом (светлое) в Токайских горах (фото автора)

Анализ вещественного состава и структурного положения позволяет рассматривать вулканы среднего комплекса как известково-щелочную андезит-липарито-дацитовую вулканогенную формацию с комагматичным ей комплексом субинтрузивных пород. Ряд исследователей [Едельштейн и др., 1977] выделяют андезитовую и риодацитовую формации, происходящие из разных очагов, расположенных на глубинах 60–80 и 15–20 км соответственно.

Возраст вулканитов среднего комплекса определяется по палеонтологическим остаткам в прослоях осадочных пород и при помощи радиологических методов. По-

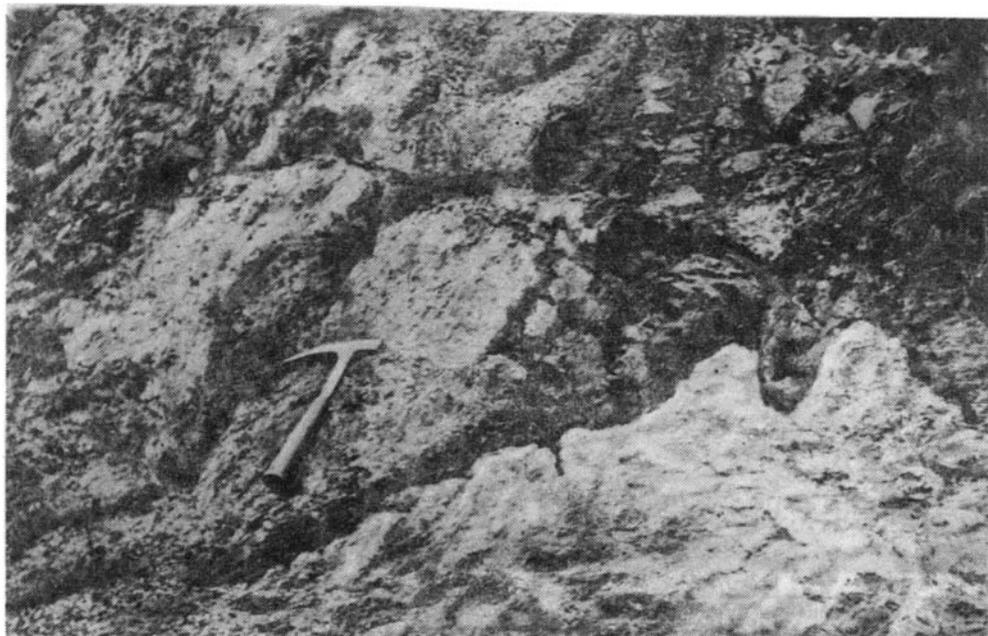


Рис. 38. Контакт между глинами олигоцена (темное) и дацитами бадена (светлое), гора Ноград, горы Бержень (фото автора)

следние дают цифры 10–14 млн лет на большом количестве образцов [Багдасарян и др., 1977; Славик и др., 1976; и др.]. Для гипабиссального комплекса пород районов Вышково, Свалявы и Восточной Словакии К–Аг-методом получены цифры 8–14 млн лет [Мерлич, Спитковская, 1974. Эти данные позволяют отнести возраст вулканитов среднего комплекса к верхнему бадену–паннону (средний–верхний миоцен).

Стратиграфическое положение вулканитов участка Выгорлат–Гутинской гряды, расположенного в Советском Закарпатье между городами Ужгород и Хуст (хребет Гат и др.), в настоящее время дискуссионно. Продолжение этого района на севере – Выгорлатский хребет (Словакия), а на юге – Вышковский район (Закарпатье) и хребты Оаш, Гутей и Циблеш (Бая-Марский район Румынии). Эффузивы Ужгород–Хустского района представлены в основном андезитами и андезито-базальтами. Кроме них, присутствуют липариты, дациты и их туфы. Эти вулканиты относились к верхнему плиоцену–нижнему плейстоцену [Лазаренко и др., 1968; Малеев, 1964; Мерлич, Спитковская, 1974; и др.]. Обосновывалось это залеганием андезито-базальтов (гутинская свита) на осадочных породах ильницкой свиты (понтический ярус).

Однако отнесение осадочных пород, залегающих под эффузивами, к ильницкой свите вызывает сомнение, так как определение их возраста проводилось на основании литологического сходства со стратотипическими разрезами ильницкой свиты и находок остракод. Первый аргумент не может быть принят, поскольку близкие по облику породы можно найти по всему неогеновому разрезу, и прежде всего в сарматских отложениях. Что касается остракод, то их стратиграфическое значение еще недостаточно изучено. В то же время довольно странным выглядит налегание вулканогенных пород на осадочные толщи понтического яруса только в пределах небольшого участка от Ужгорода до Мукачево. В соседних регионах (хребты Выгорлат и Великий Шоллес) таких соотношений не наблюдается. В районе с. Завидово установлено залегание осадочных пород ильницкой свиты на андезитах, слагающих хребет Гат. Буровыми скважинами 1950–1955 гг. в Ильницкой впадине под стратотипическими разрезами ильницкой свиты вскрыты андезиты, сходные по облику и составу с эффузивами среднего состава соседних вулканических хребтов.

В Закарпатском прогибе недалеко от хребтов, сложенных рассматриваемыми эффу-

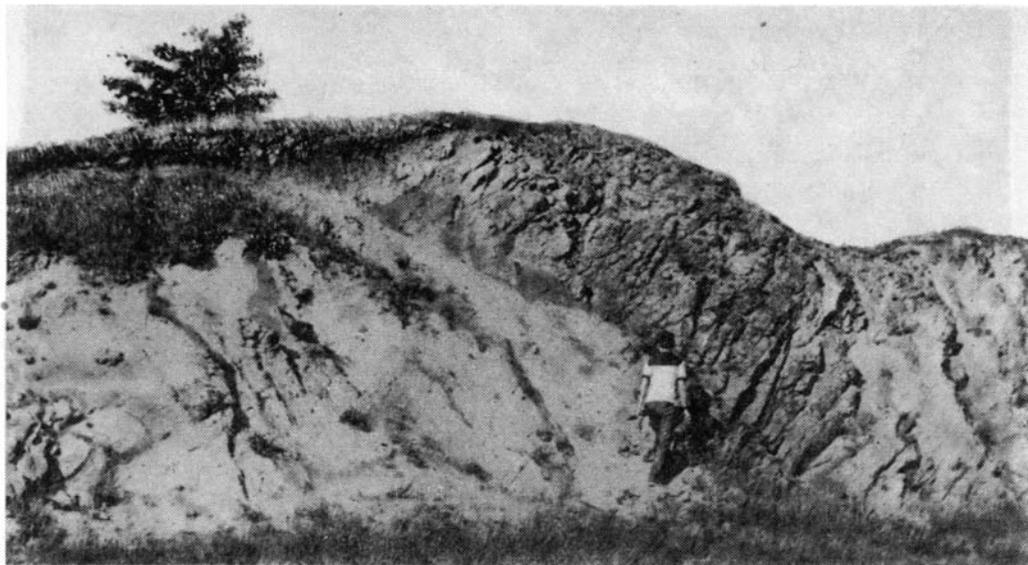


Рис. 39. Переслаивание вулканогенных пород среднего комплекса в районе г. Шаторалья-уйхей (Токайские горы) (фото автора)

Слева — измененные андезиты (светлые), в середине — плотные дациты (темные), справа — риолитовые туфы (светлые)

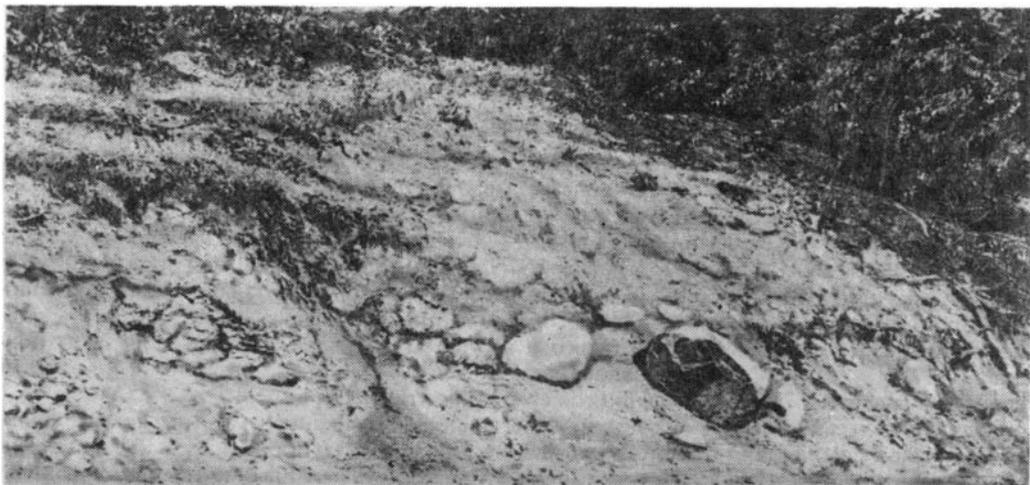
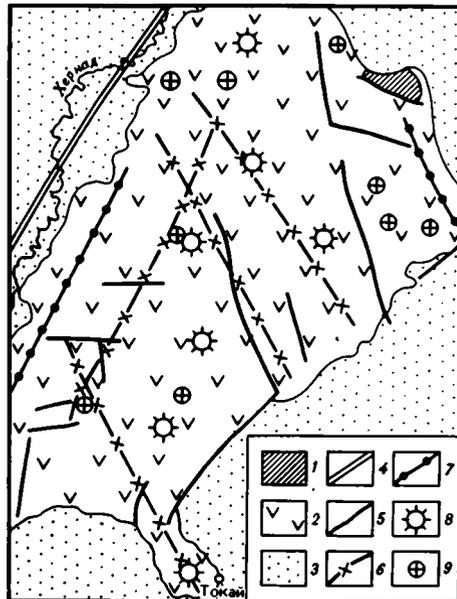


Рис. 40. Валунь андезито-базальта (темное) в кислых туфах (светлое) в обнажении на Черной Горе около г. Виноградов в Закарпатье (фото автора)

зивами, развиты красноцветные конгломераты, в которых содержатся гальки сходных с ними андезитов и андезито-базальтов. Находки остатков грызунов в этих конгломератах [Адаменко и др., 1977] позволяют датировать вмещающие толщи апшерон-акчагылом, что соответствует верхнему плиоцену геохронологической шкалы Паратетиса. Гальки эффузивов. Выгорлат-Хустской гряды обнаружены в самых низах ильницкой свиты в Чоп-Мукачевской мульде [Кожевников, 1966]. Соответственно верхняя возрастная граница эффузивов по геологическим данным опускается до низов или середины плиоцена.

Рис. 41. Вулкано-тектоническая схема Токайских гор (Gyarmati, 1972)

1 — донеогеновые образования; 2 — миоценовые вулканы; 3 — верхнесарматские—нижнепаннонские осадочные отложения; 4 — тектоническая линия Хернад; 5 — разломы; 6 — вулканотектонические линии; 7 — линии вулканических трещин; 8 — центры извержений; 9 — центры субвулканических тел



Большинство радиометрических определений К—Аг-методом из вулканических пород Выгорлат-Хустского района дает возраст 10—15 млн лет [Милановский, Короновский, 1973; Tözser, Rudinec, 1975; и др.]. А.В. Зобков и другие получили такие же значения возраста при проведении геолого-съемочных работ в последние годы. Выделенные ранее синякский, макэвицкий, анталовский, матековский комплексы с андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, липаритами и их туфами датируются 10—14 млн лет. В последнее время говорится о недостаточной компетентности валовых определений радиометрического возраста К—Аг-методом, но в подавляющем большинстве случаев это приводит к омоложению их возраста. Кроме того, как правило, К—Аг-метод не дает реальные цифры для измененных пород, а вулканы Паннонского региона представлены очень свежими разностями, практически не подвергнувшимися переработке вторичными процессами. Следовательно, в случае с Выгорлат-Хустским районом можно говорить только о более древнем стратиграфическом уровне вулканитов. Кроме того, для ряда образцов радиометрический возраст получен изохронным методом.

Таким образом, радиометрический возраст вулканитов Ужгород-Хустского района ~ 10—15 млн лет. В детально разработанной геохронологической шкале неогена Парететиса [Багдасарян и др., 1977; Славик и др., 1976; Konecny et al., 1969; Vass et al., 1975] интервал для паннонского яруса 8—11, сарматского — 11—14, баденского — 15—18 млн лет. В соответствии с этой шкалой андезито-базальтовые вулканы Ужгород-Хустского района надо относить к верхам бадена—низам паннона.

С вулканическим комплексом Ужгород-Хустского района связан комплекс субинтрузивных образований (габбро-диабазов, гранодиорит-порфиров и др.), сходных по петрографии и петрохимии с гипабиссальными комплексами Вышковского, Центрально-Словацкого и других районов. Все геологи относят эти комплексы к сармату—паннону [Гончарук и др., 1976; Мерлич, Спитковская, 1974; Tözser, Rudinec, 1975; Forgas, Курсо, 1973; и др.].

Наконец, анализ химических составов вулканических пород Ужгород-Хустского района и надежно стратиграфически датированных эффузивов Кремницких гор [Fiala, 1962] дает основание говорить о сходстве этих образований. На вариационных диаграммах $(K_2O + Na_2O)/SiO_2$ и TiO_2/SiO_2 (рис. 42, 43) фигуративные точки расположены примерно в одной области (при построении диаграмм использовались результаты химических анализов автора и др.) [Малеев, 1964; Fiala 1962; и др.]. Линии дифференциации на диаграммах показывают нормальную последовательность дифференциации магм, характерную для вулканитов верхнего бадена—нижнего паннона. Следовательно, и химический состав подтверждает близость вулканитов Ужгород-Хустского района со средне-верхнемиоценовыми образованиями соседних районов.

Приведенные материалы показывают, что андезито-базальтовые вулканы Выгорлат-Хустского района (на территории СССР) относятся к верхнему бадену—паннону, а не к понту, как это предполагали Е.Ф. Малеев [1964], Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский [1973] и др., т. е. они должны включаться в состав среднего вулканического комплекса.

Т а б л и ц а 1
Химический состав вулканических и субинтрузивных пород среднего комплекса
Советского Закарпатья

Окисел	Вулканиты								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	66,66	66,07	57,49	59,06	77,23	64,78	66,29	55,22	66,60
TiO ₂	0,38	0,47	1,14	0,93	0,25	0,72	0,53	1,02	0,38
Al ₂ O ₃	15,01	15,17	21,37	17,53	13,32	18,47	15,63	17,70	15,44
Fe ₂ O ₃	3,76	3,74	5,71	1,76	0,80	3,94	3,04	3,73	3,15
FeO	1,64	1,35	0,50	5,47	0,07	0,36	1,49	4,80	1,56
MnO	0,13	0,11	0,04	0,18	—	0,02	0,07	0,18	0,10
CaO	3,67	3,74	0,85	6,23	0,61	1,22	3,96	8,32	3,55
MgO	0,11	0,25	0,33	1,22	0,09	0,17	0,72	3,07	0,30
Na ₂ O	4,54	4,31	1,74	3,70	0,23	1,99	4,15	2,45	4,54
K ₂ O	3,26	3,10	2,44	2,60	0,48	2,93	2,93	2,10	3,43
H ₂ O ⁺	0,26	0,59	6,22	0,70	4,69	4,08	0,38	0,69	0,33
H ₂ O ⁻	0,58	0,81	2,07	0,24	0,89	1,23	0,88	0,58	0,56
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,18	0,37	0,03	0,08	0,16	0,18	0,09
Σ	100,11	99,82	100,02	99,99	100,04	99,99	100,03	100,04	100,03

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР. 1 — андезит, южный склон Черной горы; 2 — андезит, там же; 3 — андезитовый туф, там же; 4 — андезито-базальт, там же; 5 — липарито-дацит, с. Заставное; 6 — липаритовый туф, там же; 7 — андезит, с. Ильковцы; 8 — крупнопорфировый андезит, р. Синявка; 9 — андезит, г. Виногорадово; 10 — дацит, скв. 1037, глубина 191 м; 11 — андезито-базальт, с. Сельце; 12 — порфи-

Основная масса вулканиитов среднего комплекса расположена в виде дуги, простирающейся вдоль Карпат от Центральной Словакии примерно до зоны Вранча. Предполагалось, что от западного до южного окончаний происходит омоложение вулканиитов от среднего миоцена до плиоцена [Рэдулеску, 1979; и др.]. Однако появление новых данных по радиологическим определениям и стратиграфическому положению вулканиитов гряды Келимани-Харгита [Тектоника..., 1978; и др.] опровергает эту точку зрения. Конечно, колебания возраста есть, но все они укладываются в рамки баден-нижний паннон. Кроме того, следует отметить, что очень много недоразумений с трактовкой возраста вулканиитов происходило из-за разного употребления стратиграфических понятий (например, плиоцен Келимани-Харгита соответствует верхнему миоцену Венгрии). Для отдельных участков отмечено омоложение вулканиитов к северу вкостр простираения дуги (Токайские горы по [Gyarmati, 1972]).

Верхний вулканический комплекс Паннонского бассейна представлен лавами, агломератами, шлаками и туфами основного состава. Базальты представляют собой практически не измененные кайнотипные образования. Лавы образуют покровы различной мощности от первых метров до 100–150 м. Для базальтов различных районов характерна хорошо выраженная столбчатая отдельность (рис. 44.45). Они распространены в различных районах. В Закарпатье их выделяют под названием бужорской свиты (плиоцен), которая распространена на всем протяжении вулканической гряды (горы Синяк, Борлиов-Дил и др.). Аналогичные базальты находятся в Центральной Словакии, где они выходят на поверхность в районе Зволена, Новы-Бани и др. [MaheI, 1978]. Вулканииты верхнего комплекса широко распространены на территории Венгрии: районы Шалготарьяна, Задунайского Среднегорья, Малой Венгерской впадины и др. [Вадас, 1964; Фюлеп и др., 1969; Lexa, Konecny, 1974; Szàdeczky-Kardoss et al., 1976; и др.]. Послепонтические основные породы рассмотрены М. Боркошом [Borgos, 1976] в районе гор Апусени (базальты Детуната). Нижнелепистоценовые базальты развиты в пределах южной части вулканической гряды Келимани-Харгита (район Ракош) [Милановский, 1973; Онческу, 1960; и др.]. Недавно плиоцен-плейстоценовые базальты вскрыты скважинами в Токайских горах (скв. Шарошпатак) и в центральной части бассейна (скважины Кецел, Кишкунхалаш). Их максимальная мощность 400–500 м.

Вулканисты				Субинтрузивы						
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
53,39	53,27	57,75	58,04	54,96	54,43	57,15	57,45	52,93	57,44	
0,85	0,98	0,76	1,02	1,06	0,76	0,93	0,77	0,89	0,97	
17,87	17,52	14,56	18,42	18,12	15,87	16,81	16,31	16,78	18,09	
0,60	0,56	8,15	2,31	2,53	2,98	5,03	3,86	2,01	5,00	
5,66	7,65	0,36	3,70	4,86	4,20	2,81	2,66	6,02	2,71	
0,12	0,17	0,03	0,08	0,11	0,11	0,06	0,17	0,17	0,10	
9,38	9,20	4,04	6,95	8,28	7,92	6,09	5,15	9,29	6,12	
1,75	4,50	0,78	2,15	4,00	2,40	2,95	3,62	3,03	1,88	
2,40	2,48	2,63	2,63	2,56	2,89	3,08	2,63	2,25	3,18	
1,66	2,03	2,10	2,15	2,23	1,61	1,84	2,18	1,71	2,21	
0,86	0,45	2,06	1,90	0,51	0,87	0,83	2,23	0,55	1,11	
0,85	0,42	2,19	0,82	0,78	1,12	2,26	2,08	1,25	1,35	
4,95	0,85	1,80	—	0,10	5,20	0,50	0,75	3,15	—	
0,10	0,14	0,10	0,20	0,17	0,13	0,12	0,12	0,10	0,20	
100,44	100,22	99,67	100,37	100,27	100,49	100,46	99,98	100,20	100,36	

рит, там же; 13 — андезито-базальт, г. Шаланский Гельмец; 14 — диорит-порфир, скв. 219, глубина 310 м; 15 — диорит-порфир, скв. 219, глубина 352 м; 16 — габбро-диорит, скв. 219, глубина 435 м; 17 — диорит, скв. 219, глубина 439 м; 18 — габбро, скв. 1037, глубина 186 м; 19 — диорит-порфир, г. Шаланский Гельмец.

Вулканисты верхнего комплекса, как правило, образуют структуры центрального типа с остатками выводных каналов разной формы (рис. 46). В современном рельефе они выражены невысокими конусовидными горами со срезанной вершиной. В карьере горы Шагхедь обнажается выводной канал шириной до 20 м на высоту свыше 100 м. Он выполнен пузыристыми базальтами и шлаковыми фациями. Крылья стратовулканов прорваны базальтовыми дайками, образующими кольцо и отходящими от центрального канала. В рельефе они образуют уступы на склоне горы.

Очень часто на месте стратовулканов появляются кальдеры диаметром до 1–2 км, а иногда и больше. В центральных частях кальдер образуются или неки (гора Синяк в Закарпатье), там, где они не затронуты эрозией, или крупные опущенные участки в местах, где процессы разрушения были очень сильны. На п-ове Тихань базальтовые туфы со всех сторон падают к центру, создавая понижение рельефа, в центре заполненное водой озеро. В некоторых случаях в центральной части кальдеры прослежены слои альгинита, породы типа горячих сланцев, образованной в результате подтока горячих флюидов из старого жерла. Такие слои распространены в вулканических кальдерах Читке, Гецке и других на восточной окраине Малой Венгерской впадины.

Базальты верхнего комплекса во всех районах очень близки по химическому составу (табл. 2). Они обладают стабильно повышенным по сравнению с вулканистами среднего комплекса содержанием TiO_2 , достигающим в отдельных образцах 3%. Сумма $Na_2O + K_2O$ колеблется от 3,5 до 7–8%, при этом натрия незначительно больше, чем калия, т. е. базальты являются щелочными. Содержание SiO_2 44–47%, иногда до 53–54%. Последние цифры вызваны, очевидно, вторичным обогащением кремнеземом.

Возраст основных вулканистов верхнего комплекса определяется на основании стратиграфического положения и радиологических определений. Базальты верхнего комплекса прорывают осадочные толщи понтического яруса (район Ракош). Во многих местах покровы базальтов и туфы залегают на верхних горизонтах верхнего паннона (см. рис. 46). Нигде не известно перекрытие базальтов отложениями древнее верхнего плиоцена. Для многих образцов базальтов из разных районов получены радиологические определения, которые дают интервал возраста от 1,5 до 4 млн лет. Правда, возраст базальтов в скв. Кецел по K–Ar-определению составляет 10 млн лет [Csere-

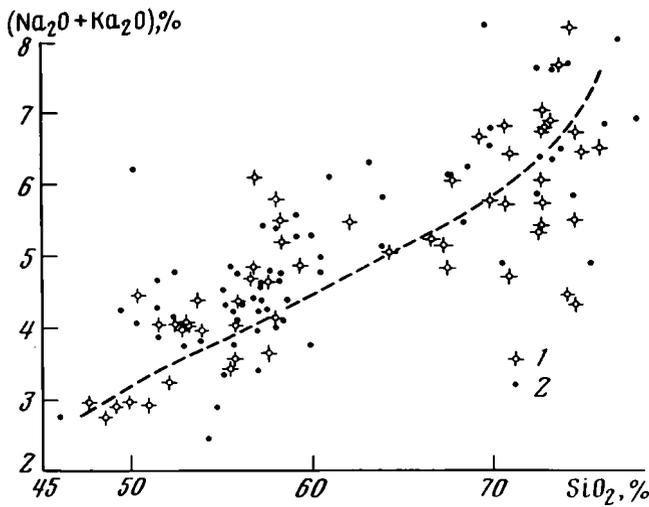


Рис. 42. Вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ вулканических пород бадена-паннона
1 – Закарпатье; 2 – Кремницкие горы

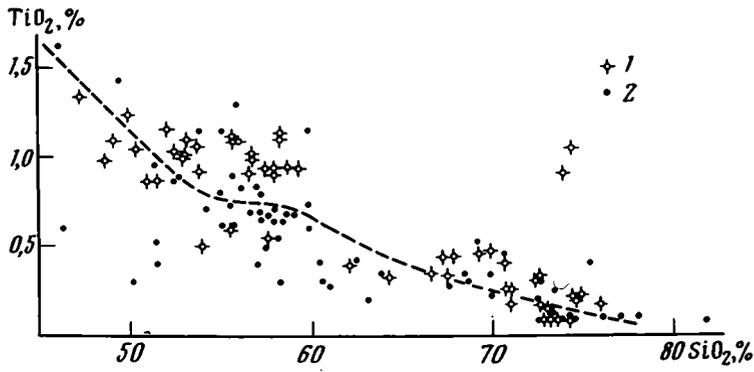


Рис. 43. Вариационная диаграмма $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ вулканических пород бадена-паннона
Условные обозначения см. на рис. 42

resne, 1978], но, вероятно, эта цифра является ошибочной. Во-первых, определение возраста аналогичных базальтов, находящихся недалеко, в районе г. Байя, дает цифры примерно 2 млн лет, во-вторых, в скв. Кецел базальты залегают на верхнепаннонских отложениях и перекрыты антропогенными образованиями. Таким образом, возраст базальтов верхнего комплекса следует считать в интервале 1,5–4 млн лет, т. е. плиоцен-плейстоценовым.

Базальты являются мантийными образованиями. Прежде всего это доказывается находками в них ксенолитов ультраосновных пород. Такие случаи известны в Советском Закарпатье [Макаров, Лейе, 1977], в районе Шалготарьяна [Jugovics, 1976]. Автору удалось обнаружить ксенолиты ультрабазита в базальтах и их туфах горы Шагхедь. Ксенолиты представлены только сильно измененными зернами оливина и пироксена и окаймлены коркой закалывания. В последнее время проведены определения содержания стронция в базальтах. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7043$ позволяет считать магму, из которой образовались базальты, глубинной [Рэдулеску, 1979].

Магматические породы верхнеплиоцен-плейстоценового возраста следует относить к базальтовой субщелочной формации. Некоторыми авторами в нее включаются андезитобазальты, залегающие, как правило, стратиграфически ниже [Мерлич, Спитков-

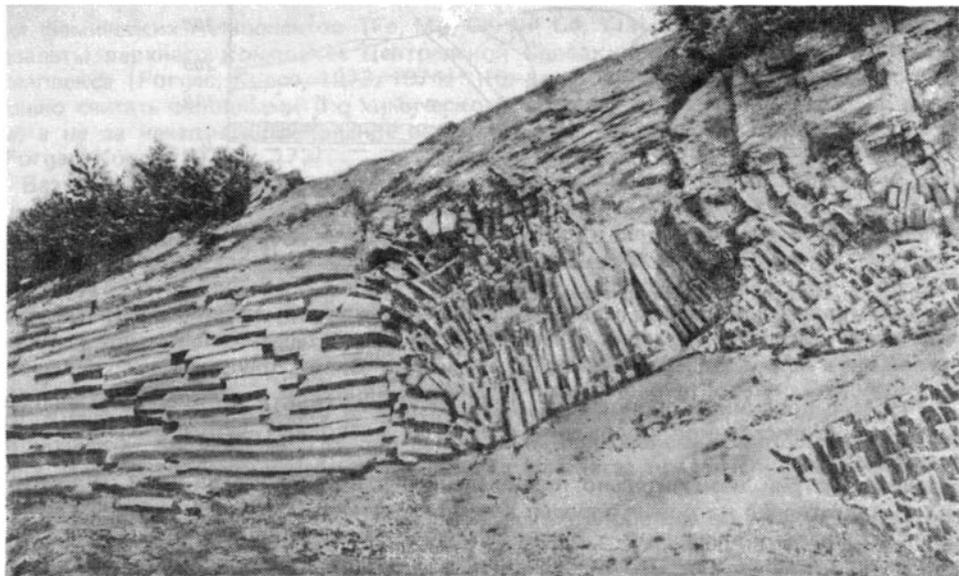


Рис. 44. Столбчатая отдельность в базальтах верхнего комплекса Закарпатья в районе г. Мукачево (фото автора)

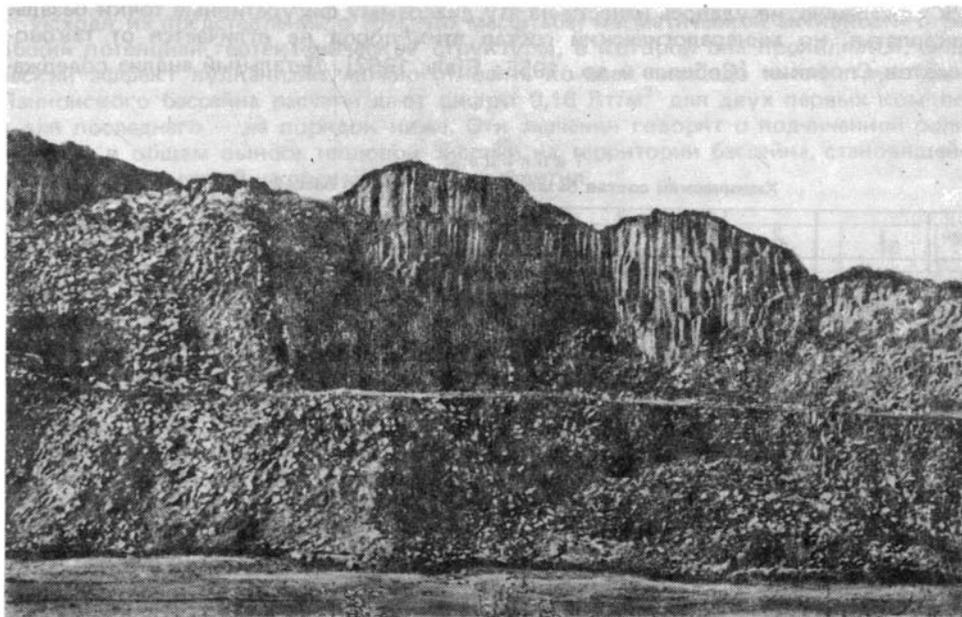


Рис. 45. Столбчатая отдельность в базальтах верхнего комплекса Венгерского Среднегорья (гора Халап) (фото автора)

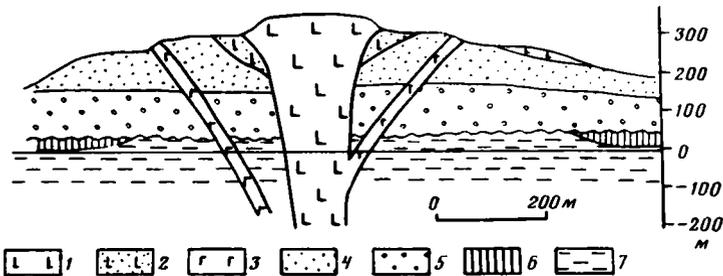


Рис. 46. Разрез горы Шомло в Венгерском Среднегорье

1 — базальты; 2 — базальтовые туфы; 3 — базальтовые дайки; 4, 5 — паннон: 4 — верхний, 5 — нижний; 6 — сармат; 7 — баден

ская, 1974; Милановский, Короновский, 1973; Kythan, 1968; и др.]. Однако анализ химизма и пространственное положение базальтов позволяют четко разделить эти образования.

В базальтах натрия незначительно преобладает над калием, тогда как андезитобазальты — существенно натровые породы. Как указывалось, содержание титана и железа в базальтах выше, а алюминия — ниже. Базальты являются субщелочными породами, а андезитобазальты — известково-щелочными.

Соотношение суммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и TiO_2 (рис. 47) показывает, что базальты верхнего комплекса Словакии довольно четко отделены от андезитов и андезитобазальтов среднего комплекса. Рой точек пород среднего состава Советского Закарпатья в основном попадает в область таких же образований Словакии. Небольшое смещение в сторону увеличения щелочности объясняется общим изменением химизма вулканитов Паннонского бассейна с запада на восток, связанного с различными породами фундамента. К сожалению, не удалось нанести на эту диаграмму фигуративные точки базальтов Закарпатья, но минералогический состав этих пород не отличается от такового базальтов Словакии [Соболев и др., 1955; Fiala, 1962]. Детальный анализ содержа-

Таблица 2
Химический состав базальтов Паннонского бассейна

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	53,20	44,84	44,27	48,41	47,36	47,60	47,34	47,55	47,71
TiO_2	0,81	2,69	2,94	2,51	2,54	2,12	1,61	1,60	1,63
Al_2O_3	16,95	12,42	12,06	11,73	11,95	14,74	16,39	16,31	16,21
Fe_2O_3	2,46	6,11	6,66	7,72	6,13	5,05	2,06	2,03	2,20
FeO	5,63	6,71	6,52	4,87	5,29	5,62	6,49	6,52	6,47
MnO	0,16	0,21	0,21	0,17	0,18	0,18	0,15	0,15	0,16
CaO	10,77	10,56	10,56	10,16	9,95	9,23	10,10	10,05	10,27
MgO	5,55	8,79	8,87	8,32	9,45	7,92	10,49	10,47	10,57
Na_2O	2,19	4,00	2,70	3,41	3,53	3,77	3,16	3,12	3,12
K_2O	1,37	2,44	2,36	1,53	2,10	2,14	1,40	1,35	1,38
H_2O^+	0,43	0,26	1,51	0,84	0,27	1,20	0,23	0,23	0,25
H_2O^-	0,39	0,43	0,54	0,83	0,74	0,60	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,11	0,17	0,73	0,02	0,01	0,34	0,34	0,35	0,36
Σ	100,02	99,63	99,93	100,52	99,50	100,51	99,76	99,73	100,49

Примечание. 1 — базальт, некк, гора Бужора, Закарпатье; 2 — базальт, гора Кишшомло, Венгерское Среднегорье; 3 — базальт пористый, там же; 4 — базальт, гора Шагхедь, Венгерское Среднегорье; 5 — базальт с гранатами, там же; 6 — базальт, гора Халап, Венгерское Среднегорье; 7—9 — базальты района Рэкеш, Румыния (из: "Guidbook for excursion INQUA"); 10—12 —

ния фемических компонентов (Fe, Mg, Cr, Ni, Co, Y и др.) позволяет резко отделить базальты верхнего комплекса Центральной Словакии от андезито-базальтов среднего комплекса [Forgas, Kurco, 1973, 1974]. По данным этих авторов, "андезито-базальты можно считать основными (по химическому составу) членами андезитового вулканизма, а не за начальное проявление основного вулканизма, как предполагалось ранее" [Forgas, Kurco, 1974, с. 173].

Базальты верхнего комплекса местами расположены в пределах областей развития вулканитов среднего комплекса (Кремницкие горы, Выгорлат-Хустский район), но в других случаях они с ними не связаны. Например, в Малой Венгерской впадине базальты залегают на осадочных образованиях паннонского яруса (верхний миоцен) [Вадас, 1964]. В районе Венгерского Среднегорья и Шалготарьяна они непосредственно перекрывают осадочные породы палеогена [Фюлеп и др., 1969]. В целом верхнеплиоцен-плейстоценовые базальты верхнего комплекса распространены на более широких площадях, не образуют четко выраженных линейных поясов, как вулканиты двух нижних комплексов, и охватывают области различного строения. Следует отметить, что аналогичные по составу и возрасту базальты встречаются в пределах Западно-Европейской платформы, где они залегают на палеозойских платформенных отложениях (Силезия). Они известны и в других местах за пределами Альпийского складчатого пояса.

Коэффициент эксплозивности вулканического процесса в течение кайнозойского этапа геологической истории Паннонского региона меняется во времени, убывая по мере роста основности продуктов. Несмотря на это, средняя весовая продуктивность вулканизма и соответственно тепловая мощность эруптивной деятельности в периоды формирования двух первых комплексов были практически одинаковыми (табл. 3). Эффект "базальтовой" стадии вулканизма гораздо ниже, особенно если его "растянуть" на все постпаннонское время; на этой стадии было вынесено менее 0,5% всей тепловой энергии, выделявшейся с продуктами кайнозойского вулканизма в Паннонском регионе.

Исходя из представлений о том, что масштабы магматической активности отражают общий потенциал геотектонической структуры, в которой она проявляется, энергетический эффект вулканизма можно относить ко всей площади такой структуры. Для Паннонского бассейна расчеты дают цифры 0,16 Вт/м² для двух первых комплексов, а для последнего — на порядок ниже. Эти значения говорят о подчиненной роли вулканизма в общем выносе тепловой энергии на территории бассейна, становящейся совершенно незаметной на последнем этапе развития.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	49,16	44,66	47,31	49,51	49,49	54,32	44,06	48,28	44,69	46,53
	1,44	1,15	1,05	1,43	2,70	1,92	2,09	2,33	1,90	1,71
	18,12	15,78	18,51	15,30	16,99	14,78	13,04	17,22	15,15	18,21
	2,81	4,63	2,69	5,07	4,83	4,19	3,75	4,58	3,98	3,21
	4,53	3,20	4,25	5,32	6,94	3,47	8,67	6,17	5,60	5,15
	0,12	0,20	0,13	0,21	0,13	0,19	0,18	0,22	0,27	0,32
	8,23	9,28	9,07	8,12	7,70	7,19	9,15	8,68	11,07	8,69
	7,79	9,76	10,23	6,61	5,11	5,49	12,94	4,96	7,78	6,34
	2,81	2,07	2,44	2,92	3,03	3,66	2,61	3,19	3,27	5,09
	1,70	1,26	1,05	1,32	1,40	2,79	1,17	1,70	2,52	2,90
	2,10	2,96	2,55	He опр.	1,13	0,89	1,20	2,35	1,58	0,94
	1,13	2,12	0,83	1,06	0,87	0,42	0,21	0,29	0,83	0,29
Следы	1,05	0,39	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,37	0,29	0,26	0,31	0,18	0,31	0,37	0,19	0,22	0,51
	100,31	99,41	100,76	99,77	100,50	99,66	99,71	100,05	99,98	100,00

скв. Шарошпатак-10, север Токайских гор (по данным P. Gyarmati): 10 — оливиновый базальт, глубина 88,5–91,2 м, 11 — пузырчатый оливиновый базальт, глубина 101–103 м, 12 — оливиновый базальт, глубина 129,3–131 м; 13–19 — базальты Центрально-Словацких гор (по [Kuthan, 1968]).

В последнее время широко распространилось представление об островодужных и вулканоплутонических поясах. Одни из них маркируют становление молодого гранито-метаморфического слоя, а другие являются комплексами — показателями становления континентальной коры. Они различаются по составу и химизму вулканических образований, что обусловлено отличиями подстилающего субстрата [Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1976; и др.].

Сравнение эффузивов Паннонского региона с вулканоплутоническими комплексами поясов, прежде всего по набору пород и их химизму, позволяют сделать некоторые сопоставления, которые, несомненно, нуждаются в дальнейшем уточнении.

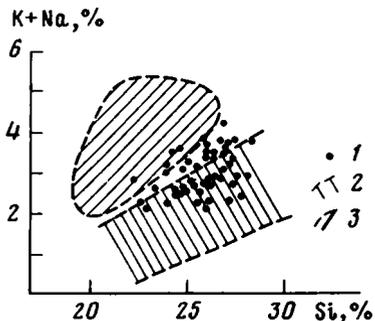


Рис. 47. Вариационная диаграмма основных и средних вулканических пород Закарпатья и Словакии

1 — фигуративные точки андезитов и андезито-базальтов Закарпатья; 2, 3 — области распространения фигуративных точек пород Словакии; 2 — андезитов и андезито-базальтов, 3 — базальтов [Forgacs, Kurco, 1974]

Вулканиды нижнего комплекса вытянуты в пояс северо-восточного простираения, протягивающийся поперек Паннонского бассейна. Его южная граница приблизительно совпадает с северным ограничением древнего (байкальского?) блока. Этот пояс напоминает вулканоплутонический пояс, возникающий на краях фрагментов древней континентальной коры.

Вулканиды среднего комплекса расположены в виде пояса на границе Карпатской геосинклинали и зон более ранней консолидации территории Паннонского бассейна.

Таблица 3
Количественная характеристика кайнозойского вулканизма в Паннонском бассейне

Параметры вулканизма	Комплекс вулканидов (площадь зоны распространения, км ²)		
	Нижний (70 000)	Средний (54 000)	Верхний (1700)
Период проявления, млн лет назад	24–18	18–9	4,0–1,5 (2,5)
Объем лав ($Y_{л}$), км ³	0	20 000	200
Объем туфов ($Y_{т}$), км ³	32 500	7 400	0
Плотность лав ($\rho_{л}$), г/см ³	—	2,25–2,60 (2,4)	2,85–2,90 (2,9)
Плотность туфов ($\rho_{т}$), г/см ³	1,76–2,31 (2,0)	2,07–2,40 (2,2)	—
Кoeffициент эксплозивности (E)	1	39	0
Масса вулканидов, 10 ³ млрд т	65	64	0,58
Продуктивность вулканизма (средняя за период)			
весовая, млн т/год	10,83	7,14	0,23
объемная в зоне распространения (h), мм/год	0,077	0,056	0,047
Вынос тепла вулканидами (средний за период) 10 ⁸ кал/с	1,38	0,91	0,03
в зоне распространения, мВт/м ²	8,37	7,11	7,11
по площади бассейна, 10 ⁻² мВт/м ²	217,67	132,32	4,50

П р и м е ч а н и я. Для плотности в скобках дано значение, принятое для оценки массы; $E = Y_{т}^1 / (Y_{т}^1 + Y_{л})$, где $Y_{т}^1 = Y_{т} \cdot \rho_{т} / \rho_{т}^{перв}$, а $\rho_{т}^{перв}$ — первичная плотность пирокластического материала, принятая равной 1,25 г/см³; $h = (Y_{т} + Y_{л}) / S$

Процессы скучивания в Карпатской геосинклинали закончились в среднем—позднем миоцене. С глубинными факторами, вызвавшими эти процессы, связано основное проявление андезито-липаритового вулканизма. Причем главные центры извержений находились в соседних с геосинклиналью блоках более ранней консолидации (Спишко-Гемерский, Татро-Вепоридский, Бюккский и др.). Лишь частично вулкано-плутонические породы среднего комплекса залегают на мел-палеогеновых флишевых складчатых толщах Карпатской геосинклинали. По набору вулкано-плутонических пород, их нормальной дифференциации и по положению в плане вулканиты среднего комплекса сходны с внутригеосинклинальным вулкано-плутоническим поясом, сформировавшимся внутри складчатых зон более ранней консолидации. Вулканические пояса такого типа, характерные не только для раннеорогенных этапов развития геосинклинальных областей, но часто встречающиеся на позднеорогенных этапах, описаны А.А. Моссаковским [1975] в палеозоидах Евразии. Химический состав вулканитов среднего комплекса близок к таковому современных островных дуг, однако все остальные факторы не позволяют сопоставлять андезито-липариты Паннонского региона и, например, Курильской гряды. Об этом же говорит и энергетический потенциал Паннонского бассейна, который ниже, чем в активно развивающихся островных дугах [Николаев, Поляк, 1980].

Положение базальтовой формации Паннонского региона тесно связано с более крупными процессами в земной коре, и о нем речь будет идти ниже.

ГЛАВА ПЯТАЯ

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТРАНСИЛЬВАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Строение донеогеновых пород фундамента и кайнозойских магматических образований Трансильванской впадины описано в предыдущих главах. Здесь же рассмотрен осадочный чехол, причем основное внимание уделяется его неоген-антропогенной части.

По данным Д. Парашива [Paraschiv, 1975]; нижнюю часть чехла Трансильванской впадины слагают плащеобразно залегающие триасовые отложения (рис. 48). Они представлены мелководными известняками, мергелями и глинами. Их мощность по результатам сейсморазведки определяется в 700–800 м. В горах Апусени одновозрастные толщи сложены геосинклинальными формациями, т. е. по латерали происходит смена платформенных осадков на геосинклинальные. По мере приближения к последним увеличивается степень деформации слоев осадочного чехла. В некоторых случаях контакты между платформенными и геосинклинальными образованиями тектонические.

Юрско-нижнемеловые пологолежащие отложения Трансильванской впадины представлены известняками, конгломератами, мергелями, красноватыми глинами. Их суммарная мощность ~ 1000 м. Они также замещаются по латерали (чаще всего по разломам) альпинотипно складчатыми геосинклинальными одновозрастными толщами, развитыми в пределах зоны Металифери, которая из гор Апусени протягивается на территорию Трансильванской впадины вдоль долины р. Муреш.

Верхнемеловые образования распространены как в пределах Трансильванской впадины, так и на окружающих горных сооружениях. Они с несогласием залегают на нижнемеловых и более древних толщах (вплоть до кристаллических докембрийских). Верхнемеловые отложения в Трансильванской впадине развиты на более широких площадях, чем триасово-нижнемеловые. В их составе встречены преимущественно мергели, песчаники, известняки, конгломераты [Vansea, 1968]. Слои верхнего мела залегают горизонтально в Трансильванской впадине и участвуют в строении покровов по восточному склону гор Апусени. Более крутые углы падения наблюдаются в зонах вертикальных разрывов во впадине. Мощность верхнемеловых отложений изменяется от первых сот метров в обрамлении Трансильванской впадины до 1500–2000 м — в ее центральной части.

Палеогеновые отложения, трансгрессивно лежащие на верхнемеловых или домезозойских кристаллических образованиях фундамента, представлены мергелями, глинами, конгломератами, песчаниками, алевrolитами. В верхней части разреза появляются

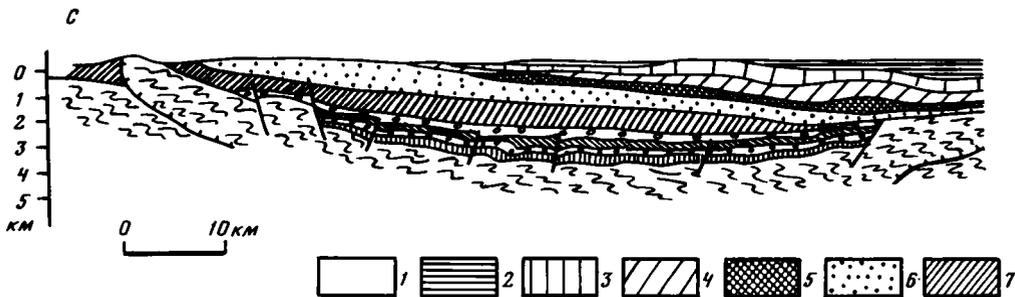


Рис. 48. Схематический геологический разрез через Трансильванскую впадину [Paraschiv, 1975]

1 — паннон-плиоцен; 2, 3 — сармат; 2 — верхний, 3 — нижний (бугловские слои); 4 — баден; 5 — эвапориты бадена; 6 — нижний миоцен; 7 — палеоген; 8, 9 — мел; 8 — верхний, 9 — нижний; 10 — юра; 11 — триас; 12 — мезозойско-докембрийский складчатый фундамент; 13 — крупные надвиги; 14 — разломы

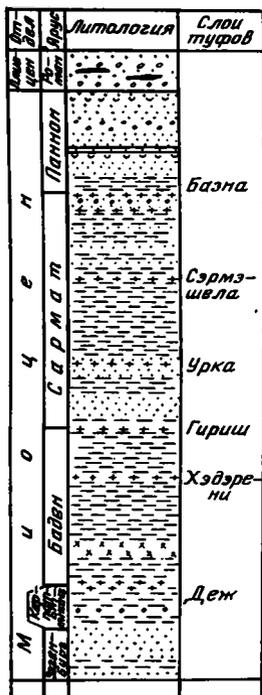
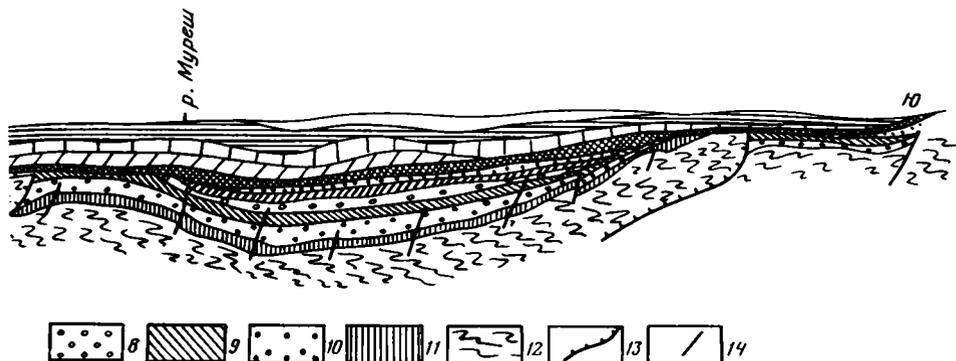


Рис. 49. Схематический разрез неогеновых отложений Трансильванской впадины (по Онческу [1960] с дополнениями)

1 — пески, песчаники; 2 — конгломераты; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — уголь; 6 — андезитовые туфы; 7 — риолито-дацитовые туфы; 8 — эвапориты

ся ангидриты. Д. Чупаджа с соавторами [Ciuragea et colab., 1970] предположительно выделяют в палеогене три отдела, для каждого из которых характерен свой тип разреза: в палеоцене развиты мелководно-морские, в эоцене — озерные осадки, а в олигоцене — мелководно-морские и лагунные образования. Отложения олигоцена распространены гораздо меньше, чем эоцена. В краевых частях Трансильванской впадины, приближенных к Карпатам, олигоцен представлен флишеподобными фациями и очень сходен с палеогеновым флишем Карпат. Суммарная мощность палеогена впадины достигает 2000 м.

Неогеновый чехол Трансильванской впадины достаточно хорошо изучен в результате бурения и геофизических исследований [Онческу, 1960; Carte..., 1973; Ciuragea et colab., 1970; Marza, Chintauan, 1975; Paraschiv, 1975; и др.]. Его стратиграфия и литология детально разработаны и увязаны с разрезами окружающих регионов [Jiricek, Pana, 1975; Pauliuc, 1975; Popescu et colab., и др.]. Разрез неогена начинается отложениями, относимыми к эггенбургу (рис. 49). Они представлены преимущественно



щественно песчаниками, песками и конгломератами с прослоями глин. Слои эггенбурга по краям впадины трансгрессивно, а местами с угловым несогласием лежат на различных горизонтах юры, мела и палеогена или даже на докембрии. В центральной части впадины эггенбург без видимого перерыва продолжает отложения олигоцена. Его мощность 600–700 м. Отложения оттнангского и карпатского ярусов, согласно залегающие на эггенбурге, отмечены по всей площади впадины. Они сложены в основном глинами со слоями песков, песчаников, конгломератов. В центральной части грубозернистые разности практически исчезают. В разрезе встречены небольшие прослои (до 1–3 м) дацитовых туфов. Мощность отложений оттнангского и карпатского ярусов составляет в наиболее прогнутых частях впадины около 1000 м и постепенно уменьшается к ее бортам.

На карпатском ярусе с несогласием залегают дацитовые туфы Деж, начинающие разрез баденского яруса. Их мощность колеблется от 30–40 до 150 м, и распространены они по всей площади Трансильванской впадины. Затем следует глинистая толща (до 200 м) и далее – мощные слои каменной соли. По данным Гр. Попеску и др. [Popescu et colab., 1973], последняя в Трансильванской впадине распространена повсеместно при мощности от 10 до 1500 м в различных районах. Средняя мощность соли составляет около 400 м. Выше соли расположена однообразная глинисто-мергелистая толща (200–600 м) с прослоями дацитовых туфов (слои Хэдэрени, Гириш и др.). Общая мощность отложений баденского яруса до 200 м.

Выше дацитовых туфов Гириш без видимого перерыва идет мощная толща сарматского яруса, среди ярусов неогена она наиболее распространена по площади. Она сложена переслаивающимися известковистыми глинами, песками и песчаниками. По бортам впадины появляются прослои конгломератов, выклинивающиеся к ее центру. Весь разрез сарматского яруса насыщен слоями липарито-дацитовых туфов, очень сильно изменяющихся по мощности от первых десятков метров до нескольких сантиметров. Общая его мощность около 1500 м.

Паннонские и плиоценовые отложения распространены только в центральной части Трансильванской впадины, где выполняют две обособленные мульды. Они без перерыва залегают на сарматских слоях и сложены в низах разреза маломощными прослоями известковистых глин и песков; в верхней части преобладают пески, песчаники и конгломераты. В плиоцене развиты небольшие прослои угля. Только в отложениях паннонского яруса встречены прослои андезитовых туфов (Сигишоарские туфы и др.), синхронных вулканитам гор Келимани–Харгита. Максимальная суммарная мощность паннонских и плиоценовых отложений около 500 м.

Антропогеновые отложения представлены маломощными аллювиальными толщами, распространенными вдоль речных долин. Н. Онческу [1960] подчеркивает отсутствие в них лёссовых образований.

В осадочном чехле Трансильванской впадины можно выделить три структурных комплекса. В нижний из них входят образования мезозоя и палеогена. В нем по региональным структурным несогласиям выделяются отдельные подкомплексы. Лежащий выше структурный комплекс (средний или подсолевой) сложен нижнемиоценовыми осадками. Его верхняя граница проходит в основании эвапоритов баденского яруса.

Верхний (надсолевой) структурный комплекс включает в себя отложения от среднего миоцена до антропогена. По условиям залегания в нем выделяются три структурных подкомплекса: нижний из них — собственно эвапоритовые толщи баденского яруса, средний — верхняя часть баденского и сарматский ярусы, верхний — отложения от паннонского яруса до антропогена.

Структурная карта поверхности складчатого фундамента Трансильванской впадины построена на основании геофизических данных с учетом материалов по глубоким скважинам, достигшим подошвы осадочного чехла [Gavat et al., 1969; Ciuragea et colab., 1970]. В складчатый фундамент входят отложения от докембрия до нижнего мела, поскольку в отдельных зонах (Металифери и др.) развиты сильно деформированные геосинклинальные мезозойские образования. Синхронные им недислоцированные платформенные отложения входят в состав чехла. Наиболее погруженная часть поверхности складчатого фундамента расположена в центре впадины, где выделяется изометричная Тырнавская мульда диаметром около 60 км. Здесь ее глубины составляют —7500, а у бортов до —3000 м. Наклон поверхности на бортах структуры не превышает 10—15°. Восточный борт мульды осложнен разломом северо-восточного простирания.

К западу от Тырнавской мульды поднятием Погэчау отделяется мульда Буза размером 20 X 80 км, вытянутая в субмеридиональном направлении. В ее центральной части поверхность фундамента погружена до —5000 м. Восточный борт оборван высокоамплитудным (около 3000 м) разломом, а к западу поверхность под углом 20° постепенно поднимается до —2500 м. К северу от Тырнавской мульды за поднятием Регин расположена Быстрицкая мульда, вытянутая в северо-западном направлении, размером 60 X 20 км. Максимальные отметки погружения поверхности фундамента в ее пределах составляют —6000 м. Южный борт мульды оборван надвигом, а на северном и восточном поверхности фундамента довольно круто (примерно 30—35°) поднимается и докембрийское основание выходит на дневную поверхность. На северо-западе Трансильванской впадины находится неглубокая Клужская мульда, размеры которой по изогипсе —1000 м составляют 40 X 60 км. В ее пределах отметки поверхности фундамента колеблются от —2000 м в центре до —500 м на южном борту. На севере мульда ограничена крупным надвигом.

В Трансильванской впадине по поверхности фундамента выделяются два крупных линейно вытянутых поднятия, приуроченных к фронтальным частям надвигов. Поднятие Погэчау расположено в ее центральной части и вытянуто в субмеридиональном направлении на 120 км при ширине 10—20 км. Отметки поверхности фундамента в его пределах составляют —2000 м: в северной брахиантиклинали и —1000 м — в южной. Поднятие по бортам ограничено разломными нарушениями: на западе вертикальным разрывом, на востоке — более пологим надвигом. Южная часть поднятия Погэчау в плане совпадает с продолжением эвгеосинклинальной зоны Металифери. Поднятие Регин в сводовой части, где отметки поверхности фундамента равны —2000 м, вытянуто субмеридионально, а к северу простирание меняется на северо-западное и поверхность погружается до —4000 м. В целом ось поднятия параллельна дуге Восточных Карпат. Общее протяжение поднятия Регин составляет около 140 км при ширине 10—20 км. Юго-западный борт структуры очень пологий (~5°), на северо-западе поднятие ограничено надвигом.

В строении поверхности складчатого фундамента Трансильванской впадины выделяются три крупных дугообразных надвига, плоскости которых падают к западу. Они образуют, по мнению М. Сандулеску, несколько аллохтонных пластин, в состав которых, вероятно, входит нижняя часть осадочного чехла [Tectonics..., 1974]. Кроме горизонтальных срывов, имеются крупные вертикальные разломы, амплитуда которых меняется от 300 до 3000 м.

Структурная карта по подошве туфов Деж, расположенных в нижней части баденского яруса, т. е. верхи среднего (подсолевого) комплекса, дает представление о его строении. На ней изогипсой —500 м оконтуривается собственно Трансильванская впадина, имеющая пологие борты, в западной части осложненные разломами. В центральной, наиболее прогнутой части, сохраняется Тырнавская мульда с отметками подошвы туфов Деж —4000 м. К северо-западу от нее прослежена серия поднятий, в плане совпадающих с поднятием Погэчау поверхности фундамента, но не имеющих линейной конфигурации. В их сводах глубины подошвы туфов Деж составляют —2000 ÷ —2500 м.

восточный борт впадины осложнен целой серией малоамплитудных брахиструктур. Слои нижнего миоцена залегают очень полого с углами наклона в первые градусы, и лишь в зонах разломов углы увеличиваются до 20–40°. По подошве туфов Деж поднятие Регин и Быстрицкая мульда не выделяются.

Более сложная картина вырисовывается на структурной карте по горизонту в низах сармата (подошва бугловских слоев, что примерно соответствует низам среднего подкомплекса), залегающему выше пласта соли и характеризующему строение надсолевого комплекса. Здесь по изогипсе –500 м вырисовывается центральная часть Трансильванской впадины. Изогипсой –1500 м оконтуривается Тырнавская мульда, в центральной части которой рассматриваемый горизонт опущен до отметки –2400 м. Другие крупные элементы на карте не выделяются. Вся остальная территория впадины представляет собой серию многочисленных антиклинальных и синклинальных складок с отметками горизонта в низах сарматского яруса от 0 до –1000 м. Все складки являются отражением соляных структур. В центральной части впадины они представляют собой пологие соляные купола и антиклинали (см. рис. 48), а в северо-восточной – широко развиты соляные штоки. Этими складками объясняются условия залегания пород надсолевого комплекса, углы падения которых колеблются от 0 до 90°.

Паннонско-антропогеновый подкомплекс слагает две изолированные мульды, в которых слои залегают очень полого и углы падения не превышают первых градусов.

Мощности отложений нижнего структурного комплекса чехла (триас–палеоген) распределены в соответствии со структурным планом поверхности складчатого фундамента. В наиболее прогнутых частях мульд они составляют около 3000 м и уменьшаются к поднятиям до 500–1000 м. На сводах поднятий отложения нижнего комплекса отсутствуют. Мощность пород подсолевого структурного комплекса (нижний миоцен) имеет совсем иное распределение. В центральной части Трансильванской впадины она равна 1500–2000 м и постепенно сокращается к бортам впадины. В пределах последних небольшие изменения мощности (на 100–150 м) отвечают отдельным локальным структурам. Надсолевой (средний миоцен–антропоген) структурный комплекс распространен только в центральной части впадины. Его мощность от 1500–2000 м в межкупольных пространствах до первых сот метров в пределах сводов соляных куполов и диапиров. К периферии Трансильванской впадины наблюдается постепенное уменьшение мощности. Верхний подкомплекс надсолевого комплекса характеризуется очень постепенным уменьшением мощностей от центра локальных мульд (примерно 500 м) к их краям, где его отложения выклиниваются.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАННОНСКОГО БАСЕЙНА

Паннонский бассейн является одной из наиболее изученных структур Альпийской складчатой области. Через его территорию проходит целая сеть международных профилей ГСЗ (I–XII) [Строение..., 1978; и др.]. Большое количество измерений теплового потока и исследования палеотемператур осадконакопления позволяют дать относительно объективную картину геотермального режима [Cermak, 1975; Stegena, 1976; и др.].

В консолидированной земной коре выделены три группы сейсмических волн. Первая из них связана с поверхностью "гранитного" слоя и характеризуется граничной скоростью $V_T = 5,9–6,1$ (иногда до 6,5) км/с. Наиболее четко она прослеживается под складчатыми сооружениями Карпат и Динарид, где залегает на глубинах 5–10 км. Как правило, выше нее расположены донеогеновые флишевые и вулканогенные образования. В частности, в центральной части Паннонского бассейна на сейсмических разрезах над поверхностью "гранитного" слоя выделяется мезозойский складчатый комплекс.

Вторая группа волн с $V_T = 6,8–7,1$ км/с прослеживается спорадически и приурочена к поверхности "базальтового" слоя. Наиболее слабы эти волны в центральной части

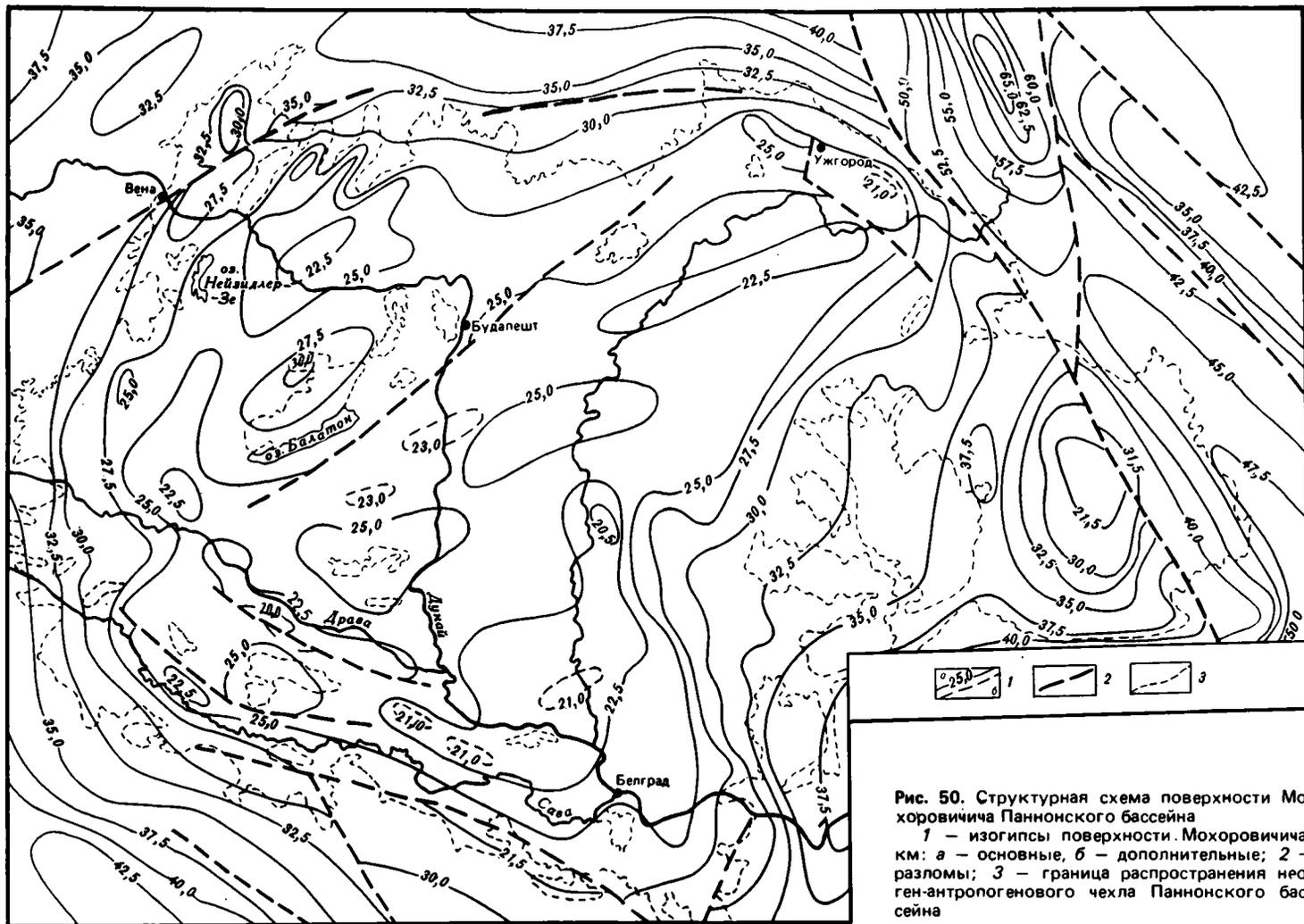


Рис. 50. Структурная схема поверхности Мохоровичича Паннонского бассейна

1 — изогипсы поверхности Мохоровичича, км; а — основные, б — дополнительные; 2 — разломы; 3 — граница распространения неоген-антропогенного чехла Паннонского бассейна

Паннонского бассейна, а также на территории Румынии и Югославии [Драгашевич, 1977; Строевие..., 1978; и др.].

Третья группа волн характеризуется граничными скоростями $V_T = 8,0-8,2$ км/с. Она стабильно фиксируется на всех профилях и отождествляется с подошвой земной коры (поверхность Мохоровичича). На некоторых площадях появляется несколько преломленных границ, разделенных интервалом 2–3 км. В районе Советских Карпат на части профиля III получены отражения с приблизительно одинаковыми параметрами на глубинах 30–45 и 55–65 км. В слое, расположенном между ними, пластовая скорость составляет 7,6–7,7 км/с. По мнению А.В. Чекунова, верхняя граница "является молодой границей Мохо, возникшей в альпийское время в результате процессов преобразования вещества на контакте коры и мантии" [Строевие..., 1978, с. 183]. Однако главная граница Мохо в этом районе проводится все-таки на глубине 55–65 км.

Поверхность Мохо является основной сейсмической границей, прослеживаемой по всей площади Паннонского бассейна и окружающих территорий (рис. 50). Она расположена в пределах бассейна на относительно небольших глубинах. Максимально приподнятые отметки 23 км, по данным Т. Драгашевича [1977], наблюдаются в нижнем течении р. Тисы. Еще два поднятия известны в центральной части бассейна. Между оз. Балатон и горами Мечек поверхность Мохо приподнята до отметок 24 км. С севера это поднятие ограничено разломом, совпадающим с линией Дарно. В северо-восточной части расположено поднятие, оконтуренное изогипсой –25 км. Венгерское Среднегорье характеризуется понижением границы Мохо до глубины 30 км. Такое же понижение прослежено в районе г. Сольнок, где глубины составляют 28 км. В целом Паннонский бассейн (без Трансильванской впадины) оконтуривается изогипсами поверхности Мохо 27,5–30,0 км. Практически только северная часть Венского прогиба выходит за пределы этих изогипс, и глубина границы Мохо здесь составляет 35,0 км.

Ранее основное ограничение бассейна по поверхности Мохо в северной части трасировалось по Клипповой зоне, и здесь проводился глубинный разлом. Однако новейшие исследования чехословацких геофизиков в районе Венского прогиба показали, что "скачок глубин до раздела Мохо по линии профиля VI не находится строго на границе Внутренних и Внешних Карпат, а располагается во Внутренних Карпатах и совпадает с сейсмически активной зоной, тянущейся от Мияви на юго-запад" [Строевие..., 1978, с. 236–237]. В то же время на профиле V перепад глубин поверхности Мохо от 37 до 48 км строго совпадает с Клипповой зоной.

Трансильванская впадина характеризуется глубинами до поверхности Мохо примерно 30–37,5 км, причем минимальные отметки приурочены к центральной части впадины. Поднятие вытянуто в северо-западном направлении и с востока ограничено разломом.

В пределах Восточно-Европейской платформы и Чешского массива глубина поверхности Мохо составляет 35–45 км. Под Предкарпатским краевым прогибом ее глубина до 35 км на востоке и 32,5 – на западе. Динариды и Восточные Альпы характеризуются отметками 35–40 км. Наиболее глубоко (60–65 км) поверхность Мохо залегает в области Советских Карпат, близкие глубины – в зоне Вранча (~ 55 км) и в районе Карнийских Альп (> 55 км) [Затопек, 1977; и др.].

Структурный план поверхности Мохо не совпадает с поверхностью донеогеновых пород. В нем преобладают изометричные формы, тогда как докембрийско-мезозойские структуры имеют преимущественно линейное простирание. Нет большого сходства и с миоценовыми структурами, хотя наиболее приподнятая часть поверхности Мохо совпадает с областью развития неогеновых вулканитов. Большое соответствие наблюдается при сравнении структурных планов поверхности Мохо и подошвы верхнего структурного комплекса неоген-антропогенного чехла. Лучшее всего это видно по границам бассейна. Помимо этого, совпадают и более мелкие структурные элементы. В частности, Мечекское поднятие отвечает поднятию поверхности Мохо, центральная часть Малой Венгерской впадины в целом вписывается в ее погружение. Вместе с тем в структурах поверхности Мохо совершенно не отражены высокоамплитудные краевые структуры миоцена (Закарпатский и Венский прогибы, грабен Савы и др.).

Зоны глубинных разломов, рассекающих нижнюю часть земной коры и верхнюю мантию, прослежены в основном в северной части Паннонского бассейна и в Карпатах. В Советских Карпатах они образованы системой плоскостей, довольно круто падаю-

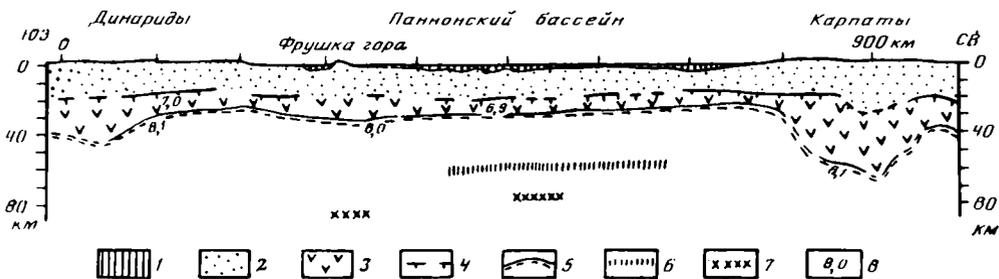


Рис. 51. Геолого-геофизический разрез через Паннонский бассейн [Stegena et al., 1975]

1 — неоген-антропогенный чехол; 2 — донеогеновые комплексы и "гранитный" слой; 3 — "базальтовый" слой; 4, 5 — границы: 4 — Конрада, 5 — Мохоровичича; 6 — верхняя граница низкоскоростного слоя; 7 — верхняя граница высокопроводимого слоя; 8 — граничные скорости, км/с

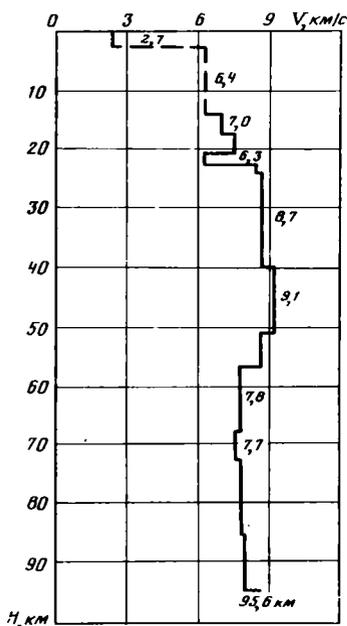


Рис. 52. Скоростной разрез земной коры и верхней мантии в центральной части Паннонского бассейна [Строение..., 1978]

щих на север и северо-восток [Соллогуб, Чекунов, 1980]. В чехословацкой части Карпат имеется серия разломов с падением на запад и северо-запад. В Динаридах разломы также падают к северо-востоку. Вертикальные разрывы сравнительно редки.

Поверхность Конрада прослеживается на территории Паннонского бассейна спорадически. Предположительно мощность "базальтового" слоя в пределах бассейна составляет 10–15 км. В районе Будапешта по волнам Кода (хвостовая часть сейсмических волн) получена мощность 7,5 км [Строение..., 1978]. В сопряженных регионах Карпат и Динарид она увеличивается до 25–30 км и вновь уменьшается на площади Восточно-Европейской платформы и Чешского массива до 20 км (рис. 51). Максимальных величин мощность "базальтового" слоя достигает в Советских Карпатах (около 40 км), причем нижняя его часть характеризуется очень высокими скоростями 7,6–7,7 км/с. Мощность "гранитного" слоя в пределах Паннонского бассейна составляет 10–15 км и практически не изменяется в смежных областях. Следует отметить, что по данным геофизиков в состав "гранитного" слоя не входят флишевые образования Карпат и мезозойские складчатые толщи донеогенового основания Паннонского бассейна и Динарид. Последние выделяются для рассматриваемой территории как "мезозойский фундамент" со своими геофизическими характеристиками [Stegena et al., 1975]. Если рассматривать гранитный слой в геологическом понимании, т. е. как комплекс пород, подвергшихся метаморфизму и гранитизации, то его мощность составляет в рассматриваемом регионе 15–20 км.

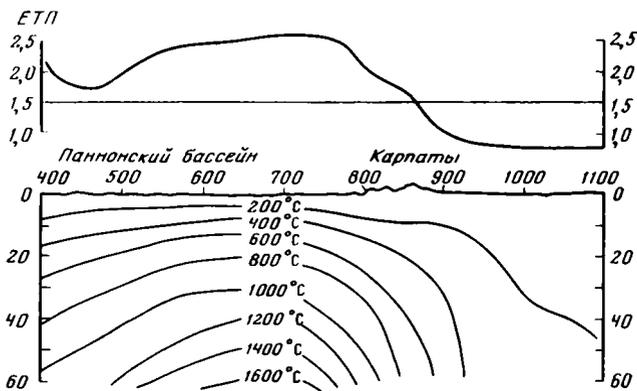


Рис. 53. Измеренный тепловой поток и расчетные геоизотермы в Паннонском бассейне [Horvath, Stegena, 1977]

Скоростной разрез центральной части Паннонского бассейна (рис. 52) дает представление о строении верхней мантии. На нем наблюдаются две зоны пониженных скоростей. Одна из них расположена у поверхности Мохо, и ее мощность составляет 2 км, другая начинается на глубине 57 км. На ее верхней границе происходит перепад скоростей от 9,1 до 7,7–7,8 км/с. Низкие скорости прослежены до глубины 96 км, где намечается скачок повышения скоростей.

По результатам магнитно-теллурических зондирований на территории Паннонского бассейна выделен высокопроводящий слой в верхней мантии [Adam, 1965; и др.]. Глубина залегания его верхней границы колеблется от 45 до 85 км в центральной части и погружается до 100 км в бортовых частях бассейна и сопредельных областях. Расчет гравитационной модели показывает, что верхняя мантия бассейна должна иметь плотность ниже нормальной; общий дефект массы достигает 10^{20} г [Horvath, Stegena, 1977].

Паннонский бассейн является одной из самых крупных геотермических аномалий Альпийского пояса. Измеренные величины теплового потока составляют $8,37$ – $10,88$ Вт/м² [Николаев, Поляк, 1980; Stegena, 1976; и др.]. Максимальные значения известны в среднем течении р. Тисы в пределах Большой Венгерской впадины. По данным А. Дудко [Dudko, 1978], тепловой поток увеличен на площади между оз. Балатон и горами Мечек по сравнению с территорией Малой Венгерской впадины. В окружающих районах Карпат и Восточно-Европейской платформы величины теплового потока составляют $5,02$ – $7,12$ Вт/м². В целом в области Паннонского бассейна повышенные значения теплового потока совпадают в плане с поднятиями поверхности Мохо. На основании многочисленных материалов и расчетов Л. Штегена и др. [Horvath, Stegena, 1977; Stegena et al., 1975; и др.] составили для северной части Паннонского бассейна карту геоизотерм на глубине 1 км. По этим данным максимальная температура 70°C приурочена к наиболее глубоким частям Большой Венгерской впадины и центральной части Задунайского края. Такие крупные структуры, как Венский прогиб, Трансильванская впадина и другие, не отражаются резкими перепадами. В них значения геоизотерм составляют от 40 до 60°C . В области Карпат они уменьшаются до 30°C , причем геоизотермы вытягиваются в узкие аномалии субширотного простираения. В пределах Восточно-Европейской платформы и Чешского массива значения геоизотерм понижены. Многие исследователи проводили расчеты по глубинному температурному режиму Паннонского бассейна. Температура на поверхности Мохо составляет в северной части бассейна 800 – 1000°C , тогда как в области Чешского массива она равна приблизительно 500°C [Затопек, 1977; Строение..., 1978]. В центральной части бассейна температура еще выше – 1000 – 1200 , а на глубине 60 км – 1600°C (рис. 53) [Horvath, Stegena, 1977]. Значения мантийного теплового потока на глубине 60 км повышены в пределах Паннонского бассейна ($5,44$ – $6,74$ Вт/м²) по сравнению с окружающими территориями Карпат ($1,25$ – $2,51$ Вт/м²) и других регионов [Stegen et al., 1975].

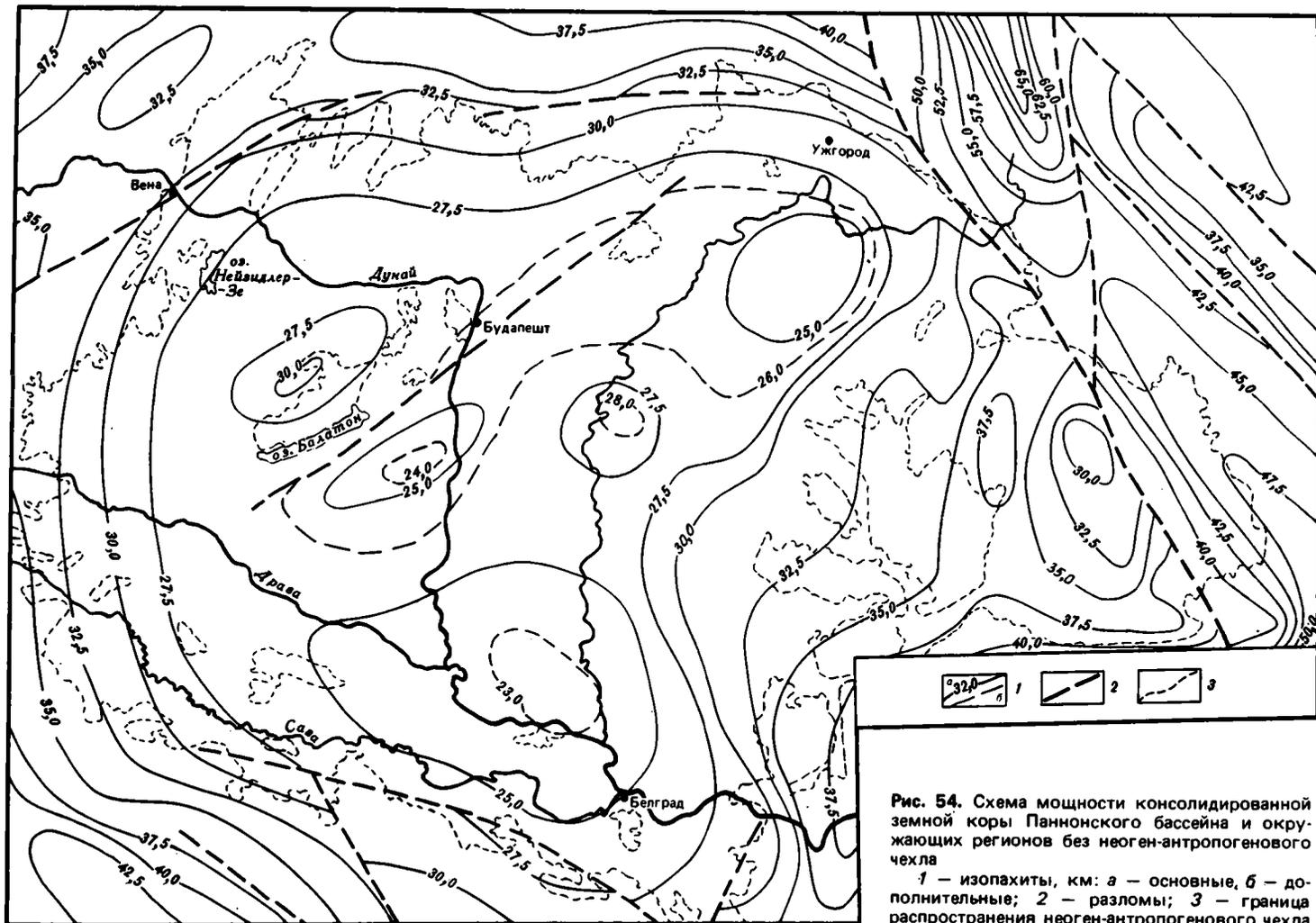


Рис. 54. Схема мощности консолидированной земной коры Паннонского бассейна и окружающих регионов без неоген-антропогенного чехла

1 — изопачиты, км: а — основные, б — дополнительные; 2 — разломы; 3 — граница распространения неоген-антропогенного чехла

Все приведенные материалы позволяют утверждать, что в пределах Паннонского бассейна верхняя мантия приподнята по сравнению с окружающими регионами и обладает аномальными характеристиками. В геологической литературе за такими участками укрепилось название мантийный диапир [Vocsaletti et al., 1976; Szádeczky-Kardoss, 1976, 1978; и др.]. Если верны подсчеты глубин магматических камер при базальтовых излияниях, которые находятся в пределах аномальной мантии, то в ее составе можно предполагать наличие лерцолитов, гарцбургитов и других ультраосновных пород, встреченных в виде ксенолитов в плиоцен-антропогенных базальтах. По мнению Ф. Хорвата и Л. Штегены [Horvath, Stegena, 1977], верхняя мантия в Панноском бассейне находится в частично расплавленном состоянии.

Современная мощность земной коры территории Паннонского бассейна, как видно из карты поверхности Мохо (см. рис. 50), составляет 25–30 км, тогда как в смежных регионах она равна 40–65 км. Мощность консолидированной коры без неоген-антропогенного чехла (рис. 54) 20–25 км. Минимальные ее значения (20 км) приурочены к нижнему течению р. Дравы (район неоген-антропогенного грабена Дравы) и среднему течению р. Тисы (район мульты Мако). Небольшие величины 22,5 км расположены в области развития неогеновых вулканитов в северо-восточной части бассейна. В пределах Закарпатского прогиба мощность уменьшается до 21 км. В области прогиба Савы она составляет 22,5 км, тогда как к северу от него изопахитой 25 км оконтуривается центральная часть Славонско-Хорватского горста. По изопахите 22,5 км хорошо выделяется зона пониженных мощностей, охватывающая южную часть Большой Венгерской впадины и Славонско-Стремскую впадину. Увеличенными мощностями характеризуются поднятия Мечэка, Венгерского Среднегорья и др. Очень сложная картина распределения мощностей наблюдается в пределах Венского прогиба. Здесь в южной части мощность составляет 27,5 км, а в северной, за разломом, она увеличивается до 32,5 км. В центральной части Малой Венгерской впадины мощность консолидированной коры 22,5 км. В целом Паннонский бассейн оконтуривается рядом примерно параллельных изопахит со значениями от 25 до 30 км.

В Трансильванской впадине наименьшие величины мощности консолидированной коры составляют 27,5 км и практически не изменяется конфигурация изопахит, совпадающая с изогипсами поверхности Мохоровичича.

В пределах Предкарпатского краевого прогиба, где мощности неоген-антропогенных отложений составляют 2500–2000 м, мощность консолидированной земной коры практически не изменяется по сравнению с суммарной мощностью коры. При этом оцениваются только части Предкарпатского прогиба, расположенные в пределах рассматриваемой территории. В южной части прогиба мощности неоген-антропогена увеличиваются примерно до 10 000 м и соответственно по-другому распределяются мощности консолидированной земной коры.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

ФОРМИРОВАНИЕ ПАННОНСКОГО БАСЕЙНА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

В геологическом развитии территории Паннонского бассейна можно выделить три этапа. Первый из них, очень длительный и сложный, охватывает время от докембрия до палеогена. Второй этап приурочен к миоцену (до паннона). Третий этап начался в позднем миоцене (панноне) и продолжается до настоящего времени. Основное внимание при рассмотрении развития территории Паннонского бассейна уделено последним двум этапам.

Донеогеновый этап. В течение донеогенового времени территория Паннонского бассейна и окружающих районов испытала длительную и сложную историю развития. Наиболее четко она рассмотрена в работах А.А. Белова и др. [1976], М.А. Безра [1980], М.А. Безра, Ю.К. Щукина [1977], А.Л. Книппера [1975], В.Е. Хаина и др. [1977], Д. Вейна [Wein, 1969, 1978] и др. В конце палеозоя—начале мезозоя территория современной Альпийской складчатой области находилась в пределах материка Пангея с континентальной земной корой [Белов и др., 1976; Книппер, 1975]. В середине триа-

са произошли расколы жесткого палеозойского цоколя (зона Игал-Бюкк и др.), в которых образовались пространства с океанической или чаще всего субокеанической корой, внутри которых сохранялись отдельные блоки с континентальной корой. Начальный этап раскола фиксируют рифтогенные формации верхнего триаса Внутренних Динарид [Книппер, 1975]. По палинспастическим построениям М.А. Безра [Безр, 1980; Безр, Щукин, 1977], ширина глубоководного эвгеосинклинального бассейна с океанической и субокеанической корой в триасово-раннеюрское время достигала 300—400 км. В нем накапливались глубоководные осадочные формации, в которые внедрялись породы основного состава. По окраинам бассейна существовали миогеосинклинальные зоны, постепенно переходящие к платформенным структурам жесткого обрамления. В середине юры в результате сближения жестких литосферных плит глубоководный бассейн закрылся и образовались узкие зоны скупивания.

В конце средней юры начался новый этап раскрытия территории, при этом основные зоны раздвига были расположены несогласно по отношению к таким же зонам триаса—ранней юры. Последний глубоководный бассейн с океаническим или субокеаническим типом земной коры для этого региона предполагается в позднеюрское время на месте Вардарской и Сербско-Субпелагонийской зон Динарид, а в пределах Карпат утоненная континентальная кора была распространена в Мечек-Кричевской, Пьенинской (Клипповой) и других меньших по размерам зонах. В течение позднего мезозоя одновременно с зонами с океанической и субокеанической корой существовали отдельные блоки с мощной континентальной корой, на которых накапливались отложения осадочного чехла. К таким участкам относятся в основном области современных Внутренних Карпат (Татриды, Гемериды и т. д.). В течение раннемелового времени произошло окончательное закрытие океанических и субокеанических пространств северного замыкания Мезотетиса, сопровождавшееся крупными фазами складчатости и покровообразования. В пределах Трансильванской впадины в это время уже накапливался осадочный чехол и никаких крупных структурных перестроек здесь не было. В дальнейшем на территории Паннонского бассейна и Карпат образовывались только флишевые прогибы, осадки которых сменялись в области окружающих более стабильных областей мелководными, относительно маломощными образованиями осадочного чехла.

Появление в раннем мелу флишевых комплексов, средних и кислых вулканитов свидетельствует, по мнению А.В. Пейве и др. [1976], о становлении гранитно-метаморфического слоя.

К началу позднего мела большая часть рассматриваемой территории окончательно стабилизировалась, и на ней начали накапливаться мелководные отложения чехла, широко развитые в пределах Венгерского Среднегорья, западного Баната и особенно Трансильванской впадины. На основании палеомагнитных исследований М.Л. Баженов и В.С. Буртман [1980] установили, что в позднемеловое время зона формирования осадков пуховской свиты имела в плане форму дуги, обращенной выпуклостью к юго-западу. В центральной части Паннонского бассейна, вероятно, в обстановке слабого растяжения заложился Дебреценский прогиб, в котором накапливались мощные верхнемеловые флишевые серии. В палеоцене появились отдельные флишевые прогибы южнее Клипповой зоны в Карпатах и вдоль северной окраины Динарид на юге Паннонского бассейна. Они просуществовали до конца эоцена, тогда как Дебреценский прогиб продолжал развиваться и в олигоцене. Одновременно с образованием флиша в северной части Паннонского бассейна и в Трансильванской впадине накапливались отложения платформенного палеогена.

В середине эоцена под районом Паннонского бассейна на глубинах 250—400 км предполагается [Соллогуб, Чекунов, 1980] наличие глубинного источника тепла с запасом энергии около $3 \cdot 10^{14}$ Дж/м².

В позднем эоцене и олигоцене выделяются два этапа интенсивного скупивания (пиренейская и савская фазы складчатости), наиболее сильно проявившиеся в областях флишевых прогибов, где были сформированы альпийские складки. Одновременно в результате движения литосферных плит образовались крупные покровы Карпат и Динарид, а также более мелкие покровы мел-палеогенового чехла в юго-восточной части Паннонского бассейна. Направление движения покровов шло в сторону от территории Паннонского бассейна: на север — в Западных Карпатах, на восток — в Восточных Карпатах, на юго-запад — в Динаридах и т. д. [Белостоцкий, 1977; и др.] Основ-

1977; и др.] . Области накопления палеогенового осадочного чехла были затронуты относительно слабыми деформациями: на севере образовывались германотипные складки, а в пределах Трансильванской впадины были зафиксированы три крупных субмеридиональных надвига. Вероятно, с этапами скучивания связан относительно мало-мощный эоцен-олигоценый андезито-риолитовый вулканизм гор Матра, проявившийся в тылу образовавшихся покровов. К концу палеогена уже существовала дуга Карпат, близкая к ее современным очертаниям, т. е. основное время формирования структуры Карпат приходится на палеоген.

В течение донеогенового времени развивались крупные разрывные нарушения. По данным Д. Вейна [Wein, 1969], тектоническая линия Загреб—Кульч как разлом существовала уже в карбоне, а возможно, ограничивала кристаллический блок еще в докембрии—раннем палеозое. На протяжении позднего палеозоя, мезозоя и палеогена она также разделяла крупные структуры. В этот период по разлому Загреб—Кульч проходили в основном горизонтальные движения, направленные вдоль или вкрест простирания разлома. Долгоживущими активными тектоническими дислокациями являются разломы Дарно, Трансданубский и др. [Moldvay, 1978; Wein, 1978; и др.] .

Таким образом, к началу миоцена территория Паннонского бассейна превратилась в стабильную область, в пределах которой была окончательно сформирована континентальная кора, т. е. область вступила в континентальную стадию развития, используя терминологию, применяемую А.В. Пейве с соавторами [Пейве и др., 1980] . В пределах Трансильванской впадины в течение мезозоя—палеогена накопился осадочный чехол, который по своим характеристикам может быть отнесен к чехлам срединных массивов.

Поскольку с начала миоцена до настоящего времени юго-восточная граница Восточно-Европейской платформы и предполагаемый северный борт Апулийско-Адриатического блока сохраняли стабильное положение, можно примерно определить горизонтальное сокращение коры по линии северо-восток—юго-запад за период от позднего триаса до конца палеогена. Расстояние между ними сократилось в 2—2,5 раза.

Миоценовый этап. Новый этап развития территории Паннонского бассейна начался в раннем миоцене (рис. 55) . В оттанге—эггенбурге в обстановке растяжения формировались узкие прогибы и грабены, расположенные в основном по краям бассейна (Закарпатский, Венский прогибы и др.) и частично в его западной части (грабен Дравы и др.), заполнявшиеся мощными мелководно-морскими и континентальными терригенными осадками. Они заложились вдоль домиоценовых крупных разрывных нарушений. В это время Савский грабен [Najdenovski, Udjinac, 1980] и другие линейные структуры испытали наибольшее погружение. В центральной части бассейна возникла узкая ослабленная зона, вдоль которой располагались вулканы. Их извержения привели к образованию преимущественно кислых туфогенных толщ. Формирование этих пород происходило в наземных условиях, что недавно было показано Н.В. Короновским [1976] . С вулканической зоной была сопряжена стабильная, относительно приподнятая область, охватывавшая почти всю территорию Большой Венгерской впадины, в пределах которой только в отдельных небольших структурах, ограниченных разломами, накапливались грубозернистые маломощные осадки. Более мелкие ареалы отсутствия отложений оттанга—эггенбурга располагались и в других местах территории Паннонского бассейна. Один из них занимал центральную часть Малой Венгерской впадины, другие выделены в пределах Центрально-Венгерского поднятия и Залайской впадины. Достаточно высоко был приподнят блок Апусени, отделявший Паннонский бассейн от Трансильванской впадины.

На территории Карпат, Динарид и других складчатых зон в оттанг-эггенбургское время начали образовываться покровные структуры и горные сооружения. Одновременно преимущественно в пределах Южных Карпат и Динарид [Marinescu, Popescu, 1978; Рауса, 1975; Puizina и др., 1969; и др.] шло формирование небольших наложенных межгорных впадин, борта которых лишь изредка были осложнены разломами. На территории Альп, Северных и Восточных Карпат такие впадины возникали гораздо реже, и в них накопилась значительно меньшая мощность. Синхронно вдоль северного ограничения Карпат закладывается краевой прогиб, заполняющийся мощными грубозернистыми молассами. Источником сноса служат растущие Карпатские горы.

В карпатско-баденское время (ранний—средний миоцен) продолжали интенсивно прогибаться краевые структуры. Их погружение компенсировалось преимущественно

са произошли расколы жесткого палеозойского цоколя (зона Игал-Бюкк и др.), вдоль которых образовались пространства с океанической или чаще всего субокеанической корой, внутри которых сохранялись отдельные блоки с континентальной корой. Начальный этап раскола фиксируют рифтогенные формации верхнего триаса Внутренних Динарид [Книппер, 1975]. По палинспастическим построениям М.А. Безра [Безр, 1980; Безр, Щукин, 1977], ширина глубоководного эвгеосинклинального бассейна с океанической и субокеанической корой в триасово-раннеюрское время достигала 300—400 км. В нем накапливались глубоководные осадочные формации, в которые внедрялись породы основного состава. По окраинам бассейна существовали миогеосинклинальные зоны, постепенно переходящие к платформенным структурам жесткого обрамления. В середине юры в результате сближения жестких литосферных плит глубоководный бассейн закрылся и образовались узкие зоны скупивания.

В конце средней юры начался новый этап раскрытия территории, при этом основные зоны раздвига были расположены несогласно по отношению к таким же зонам триаса—ранней юры. Последний глубоководный бассейн с океаническим или субокеаническим типом земной коры для этого региона предполагается в позднеюрское время на месте Вардарской и Сербско-Субпелагонийской зон Динарид, а в пределах Карпат утоненная континентальная кора была распространена в Мечек-Кричевской, Пьенинской (Клипповой) и других меньших по размерам зонах. В течение позднего мезозоя одновременно с зонами с океанической и субокеанической корой существовали отдельные блоки с мощной континентальной корой, на которых накапливались отложения осадочного чехла. К таким участкам относятся в основном области современных Внутренних Карпат (Татриды, Гемериды и т. д.). В течение раннемелового времени произошло окончательное закрытие океанических и субокеанических пространств северного замыкания Мезотетиса, сопровождавшееся крупными фазами складчатости и покровообразования. В пределах Трансильванской впадины в это время уже накапливался осадочный чехол и никаких крупных структурных перестроек здесь не было. В дальнейшем на территории Паннонского бассейна и Карпат образовывались только флишевые прогибы, осадки которых сменялись в области окружающих более стабильных областей мелководными, относительно маломощными образованиями осадочного чехла.

Появление в раннем мелу флишевых комплексов, средних и кислых вулканитов свидетельствует, по мнению А.В. Пейве и др. [1976], о становлении гранитно-метаморфического слоя.

К началу позднего мела большая часть рассматриваемой территории окончательно стабилизировалась, и на ней начали накапливаться мелководные отложения чехла, широко развитые в пределах Венгерского Среднегорья, западного Баната и особенно Трансильванской впадины. На основании палеомагнитных исследований М.Л. Баженов и В.С. Буртман [1980] установили, что в позднемеловое время зона формирования осадков пуховской свиты имела в плане форму дуги, обращенной выпуклостью к юго-западу. В центральной части Паннонского бассейна, вероятно, в обстановке слабого растяжения заложился Дебреценский прогиб, в котором накапливались мощные верхнемеловые флишевые серии. В палеоцене появились отдельные флишевые прогибы южнее Клипповой зоны в Карпатах и вдоль северной окраины Динарид на юге Паннонского бассейна. Они просуществовали до конца эоцена, тогда как Дебреценский прогиб продолжал развиваться и в олигоцене. Одновременно с образованием флиша в северной части Паннонского бассейна и в Трансильванской впадине накапливались отложения платформенного палеогена.

В середине эоцена под районом Паннонского бассейна на глубинах 250—400 км предполагается [Соллогуб, Чекунов, 1980] наличие глубинного источника тепла с запасом энергии около $3 \cdot 10^{14}$ Дж/м².

В позднем эоцене и олигоцене выделяются два этапа интенсивного скупивания (пиренейская и савская фазы складчатости), наиболее сильно проявившиеся в областях флишевых прогибов, где были сформированы альпийские складки. Одновременно в результате движения литосферных плит образовались крупные покровы Карпат и Динарид, а также более мелкие покровы мел-палеогенового чехла в юго-восточной части Паннонского бассейна. Направление движения покровов шло в сторону от территории Паннонского бассейна: на север — в Западных Карпатах, на восток — в Восточных Карпатах, на юго-запад — в Динаридах и т. д. [Белостоцкий, 1977; и др.] Основ-

ное формирование покровов происходило на рубеже палеогена и неогена [Хаин и др., 1977; и др.]. Области накопления палеогенового осадочного чехла были затронуты относительно слабыми деформациями: на севере образовывались германотипные складки, а в пределах Трансильванской впадины были зафиксированы три крупных субмеридиональных надвига. Вероятно, этапами сгущения связан относительно мало мощный эоцен-олигоценый андезито-риолитовый вулканизм гор Матра, проявившийся в тылу образовавшихся покровов. К концу палеогена уже существовала дуга Карпат, близкая к ее современным очертаниям, т. е. основное время формирования структуры Карпат приходится на палеоген.

В течение донеогенового времени развивались крупные разрывные нарушения. По данным Д. Вейна [Wein, 1969], тектоническая линия Загреб—Кульч как разлом существовала уже в карбоне, а возможно, ограничивала кристаллический блок еще в докембрии—раннем палеозое. На протяжении позднего палеозоя, мезозоя и палеогена она также разделяла крупные структуры. В этот период по разлому Загреб—Кульч проходили в основном горизонтальные движения, направленные вдоль или вкрест простирания разлома. Долгоживущими активными тектоническими дислокациями являются разломы Дарно, Трансданубский и др. [Moldvay, 1978; Wein, 1978; и др.].

Таким образом, к началу миоцена территория Паннонского бассейна превратилась в стабильную область, в пределах которой была окончательно сформирована континентальная кора, т. е. область вступила в континентальную стадию развития, используя терминологию, применяемую А.В. Пейве с соавторами [Пейве и др., 1980]. В пределах Трансильванской впадины в течение мезозоя—палеогена накопился осадочный чехол, который по своим характеристикам может быть отнесен к чехлам срединных массивов.

Поскольку с начала миоцена до настоящего времени юго-восточная граница Восточно-Европейской платформы и предполагаемый северный борт Апулийско-Адриатического блока сохраняли стабильное положение, можно примерно определить горизонтальное сокращение коры по линии северо-восток—юго-запад за период от позднего триаса до конца палеогена. Расстояние между ними сократилось в 2—2,5 раза.

Миоценовый этап. Новый этап развития территории Паннонского бассейна начался в раннем миоцене (рис. 55). В оттанге—эггенбурге в обстановке растяжения формировались узкие прогибы и грабены, расположенные в основном по краям бассейна (Закарпатский, Венский прогибы и др.) и частично в его западной части (грабен Дравы и др.), заполнявшиеся мощными мелководно-морскими и континентальными терригенными осадками. Они заложились вдоль домиоценовых крупных разрывных нарушений. В это время Савский грабен [Najdenovski, Udjinac, 1980] и другие линейные структуры испытали наибольшее погружение. В центральной части бассейна возникла узкая ослабленная зона, вдоль которой располагались вулканы. Их извержения привели к образованию преимущественно кислых туфогенных толщ. Формирование этих пород происходило в наземных условиях, что недавно было показано Н.В. Короновским [1976]. С вулканической зоной была сопряжена стабильная, относительно приподнятая область, охватывавшая почти всю территорию Большой Венгерской впадины, в пределах которой только в отдельных небольших структурах, ограниченных разломами, накапливались грубозернистые маломощные осадки. Более мелкие ареалы отсутствия отложений оттанга—эггенбурга располагались и в других местах территории Паннонского бассейна. Один из них занимал центральную часть Малой Венгерской впадины, другие выделены в пределах Центрально-Венгерского поднятия и Залайской впадины. Достаточно высоко был приподнят блок Апусени, отделявший Паннонский бассейн от Трансильванской впадины.

На территории Карпат, Динарид и других складчатых зон в оттанг-эггенбургское время начали образовываться покровные структуры и горные сооружения. Одновременно преимущественно в пределах Южных Карпат и Динарид [Marinescu, Popescu, 1978; Pausa, 1975; Puizina i dr., 1969; и др.] шло формирование небольших наложенных межгорных впадин, борта которых лишь изредка были осложнены разломами. На территории Альп, Северных и Восточных Карпат такие впадины возникали гораздо реже, и в них накопилась значительно меньшая мощность. Синхронно вдоль северного ограничения Карпат закладывается краевая прогиб, заполняющийся мощными грубозернистыми молассами. Источником сноса служат растущие Карпатские горы.

В карпатско-баденское время (ранний—средний миоцен) продолжали интенсивно прогибаться краевые структуры. Их погружение компенсировалось преимущественно

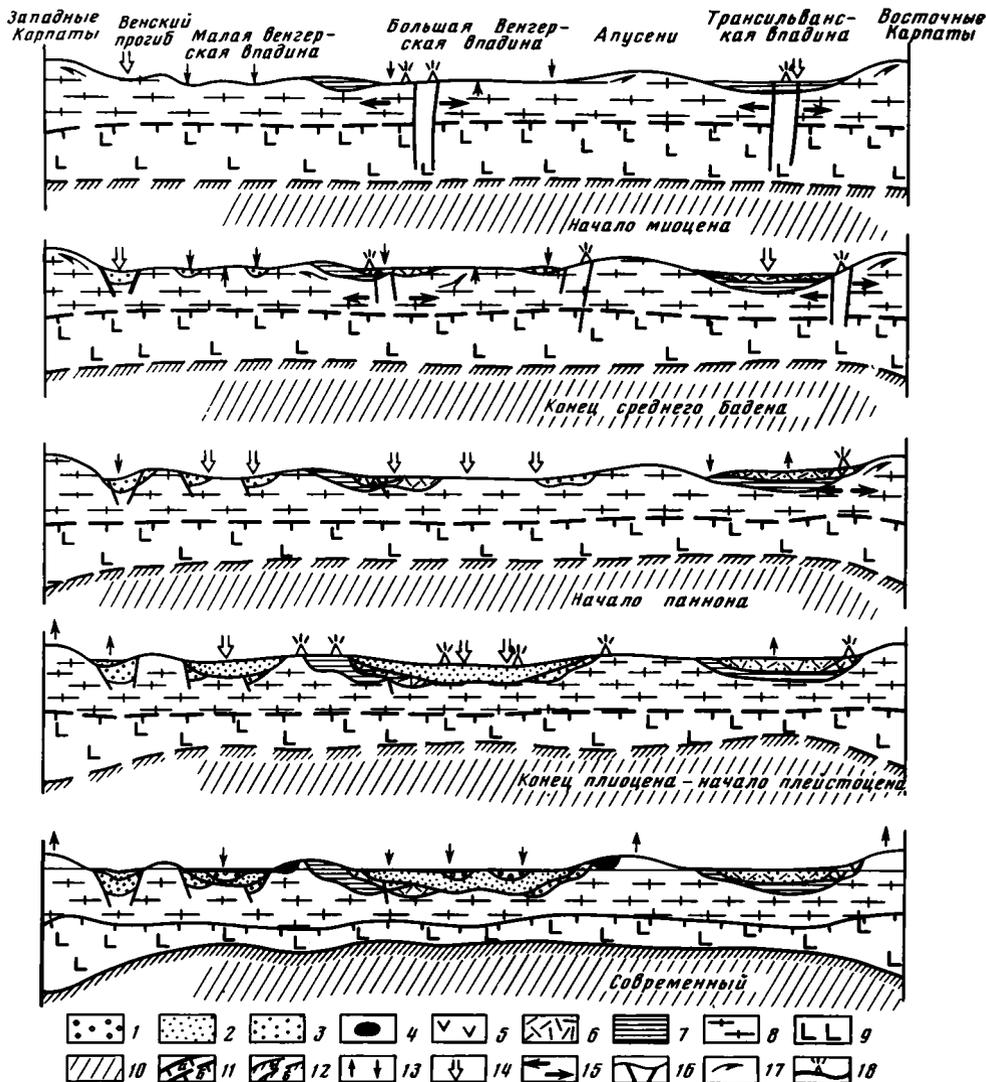


Рис. 55. Схема развития Паннонского бассейна

1 — антропоген; 2 — верхний миоцен—плиоцен; 3 — нижний—средний миоцен; 4 — плиоцен-антропогенные базальты (верхний вулканический комплекс); 5 — миоценовые андезиты, риолиты (средний вулканический комплекс); 6 — раннемиоценовые игнимбриты (нижний вулканический комплекс); 7 — палеоген; 8, 9 — геофизические слои: 8 — гранитный, 9 — базальтовый; 10 — предполагаемая аномальная мантия; 11 — граница Конрада: а — установленная, б — предполагаемая; 13 — слабые вертикальные движения; 14 — сильные вертикальные опускания; 15 — предполагаемые зоны раздвига; 16 — разломы; 17 — зоны образования покровов и направление их перемещения; 18 — вулканы

грубообломочными конгломератами, и лишь в отдельных изолированных лагунах образовывались соленосные толщи. В смежных горных сооружениях (Карпаты, Динариды) проявилась штирийская фаза складчатости. Она привела к интенсивному покровообразованию, и аллохтонные пластины продвинулись на первые десятки километров от внутренних зон к внешним [Белостоцкий, 1977; Очерк..., 1968; и др.]. С этим импульсом покровообразования связано формирование современной структуры Карпат и Динарид.

Площади северной и восточной окраин Паннонского бассейна охватила мощная вул-

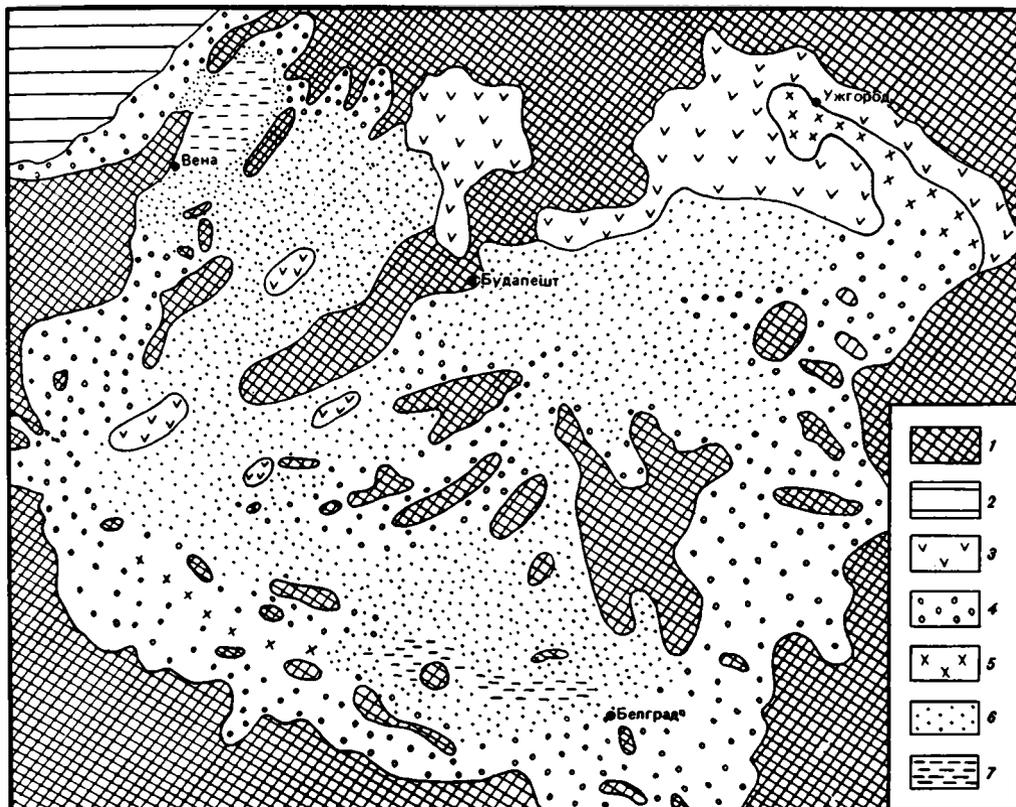


Рис. 56. Палеогеографическая схема Паннонского бассейна для баденского времени
 1 – области суши и сноса; 2 – области аккумулятивной равнины; 3 – области вулканической деятельности; 4–7 – области морского эпиконтинентального бассейна, фации: 4 – грубозернистые, 5 – лагунные с эвапоритами, 6 – мелкозернистые, 7 – относительно глубоководные

каническая деятельность с извержением андезитов, андезито-дацитов и риолитов. Она в основном связана с поперечными (по отношению к дуге Карпат) разломами. Гораздо менее мощные вулканы этого возраста накопились в пределах Динариды, где вулканизм проявился только в наиболее ослабленных зонах (Вардарская и др.).

В центральной части Паннонского бассейна в пределах Большой Венгерской впадины к карпатскому времени за счет резкого кратковременного опускания была создана небольшая по размерам, но глубокая (до 800–1000 м) тектоническая котловина Мако. Она устанавливается по прислонению нижнемиоценовых слоев к подстилающему субстрату. В карпатско-баденское время в условиях морского бассейна в ней отлагались терригенные осадки. Одновременно шло воздымание восточного борта котловины. К концу баденского времени котловина Мако была почти полностью заполнена осадками. Вероятно, аналогичные структуры имеются и в других районах территории Паннонского бассейна. Грабен Дравы, Залайская впадина и другие структуры западной части бассейна в это время испытывали конседиментационное прогибание. В них накопилось около 700–800 м терригенных осадков.

В палеогеографическом плане территория Паннонского бассейна представляла собой эпиконтинентальное море с многочисленными островами (рис. 56).

В конце среднего бадена вся территория Паннонского бассейна была охвачена горизонтальными движениями, в результате которых образовались малоамплитудные надвиги и покровы, известные в западной и других частях бассейна. По этим разрывам породы с возрастом от докембрия до мезозоя и палеогена надвинуты на среднебаденские толщи. Возможно, эти структуры возникли как оперяющие по отношению к глу-

бинным срывам, фронтальная часть которых наблюдается в окружающих складчатых сооружениях. Теоретически такая возможность обоснована рядом сотрудников Геологического института АН СССР [Тектоническая..., 1980]. Вероятно, в это время существовал повышенный тепловой поток, определенный по отражательной способности витринита в баденских углях Венгерского Среднегорья [Dudko, 1978].

В сарматское время продолжали прогибаться окраинные прогибы и структуры западной части Паннонского бассейна, в окраинных структурах темпы опускания замедлились. В Венском прогибе накопилось около 500 м терригенных осадков, в грабене Савы немного больше. В Закарпатском прогибе существенную роль играли вулканогенно-осадочные толщи (луковская и алмашская свиты), мощность которых достигала 500 м. Наличие вулканогенных слоев в Закарпатье связано с тем, что рядом на границе между прогибом и Карпатами были расположены центры вулканических извержений. От центральной части Паннонского бассейна Закарпатский прогиб отделялся Береговским поднятием, по западному борту которого проходил Припаннонский разлом.

Образовался новый крупный субширотный прогиб в северной части Малой Венгерской впадины, выполненный мощными (около 2 км) осадочными толщами. Продолжалась вулканическая деятельность, которая захватила более широкие пространства вдоль северного и восточного ограничений бассейна. Вулканы сармата появились в южной части Малой Венгерской впадины, вдоль западного ограничения бассейна, отдельные извержения происходили в пределах Альп. Извергались в основном андезитовая и риолитовая магмы. В сарматское время продолжали оставаться приподнятыми блок Большой Венгерской впадины, и отдельные участки в западной и центральной частях бассейна, а также крупные поднятия Венгерского Среднегорья и гор Апусени. Осадконакопление в их пределах происходило только в локальных структурах (мульда Мако и др.), которые не заполнились ранее.

В это время практически прекратились процессы складчатости и покровообразования в Карпатах и Динаридах. Доказанные для сарматского времени покровы известны только в самой северо-восточной части Внешних Карпат в районе Пшемысля [Очерк..., 1968]. Здесь покровы, сложенные породами мела, палеогена и бадена, надвинуты на нижнесарматские толщи Предкарпатского прогиба. Прекращение движения покровов в западной и восточной частях Карпат фиксируют и другие авторы [Андрусов, 1965; и др.]. Складчатость и покровообразование проходили в сармате и позже только в пределах Южных Карпат [Онческу, 1960; и др.]. Вероятно, с их становлением связано заложение Бараолтского линейного прогиба в южной части Трансильванской впадины.

В конце сармата произошло общее дифференцированное воздымание территории Паннонского бассейна, которое привело к слабому изгибу слоев накопившихся осадков. Эти вертикальные движения соответствовали позднештирийской фазе складчатости, проявившейся очень локально. Недеформированными остались отложения, выполняющие локальные мульды (Мако и др.), расположенные в Большой и Малой Венгерских впадинах. Срезанию подверглись преимущественно миоценовые осадки в районах выступов донеогенового основания и вблизи ограничивающих бассейн складчатых сооружений. Разрыв не затронул центральные части отрицательных структур. К концу сармата на рассматриваемой территории сформировался слабонаклоненный рельеф с отдельными достаточно глубокими котловинами. Окружающие складчатые сооружения представляли собой высокие горы.

В течение миоцена на территории Паннонского бассейна продолжали развиваться крупные разрывные нарушения, заложившиеся еще в донеогеновый этап (Балатон—Дарно, Загреб—Кульч и др.). По ним происходили в основном вертикальные перемещения. З. Балла [1981] на основании анализа немногочисленных палеомагнитных определений и дешифрирования космических снимков недавно предположил сдвиг внутри гор Матра, образованный, вероятно, в конце миоцена. Все крупные разломы существовали как единые структурные линии до конца сармата.

Для миоцена характерно образование линейных структур, расположенных вдоль обрамляющих складчатых сооружений (Закарпатский и Венский прогибы, грабен Савы). Их становление связано с формированием покровов в соседних складчатых сооружениях [Николаев, 1979а]. Поскольку они находятся в тылу покровов, то, следовательно, можно именовать структуры такого типа тыловыми. Конечно, можно связывать образование тыловых структур с воздыманием соседних складчатых сооружений,

которые в конце сармата представляли собой высокие горы. Однако расположение прогибов в непосредственной близости от корней покровов (или даже на них), преобладающее развитие в донеогеновом фундаменте флишевых толщ, смятых в складки, совпадение в целом простираения осей тыловых структур и простираения фронта покровов, временная корреляция фаз покровообразования и этапов развития тыловых структур — все это позволяет остановиться на первой точке зрения. Такого же рода прогибание в тылу надвига для восточной части Корякского хребта описали С.В. Руженцев и С.Д. Соколов [Тектоническая..., 1980].

Таким образом, в миоценовый (допаннонский) период развития на территории Паннонского бассейна создавались в основном линейные конседиментационные структурные формы осадочного чехла. Вместе с тем существовали локальные структуры, в которых горизонтально лежащие слои прислонялись к подстилающему субстрату, т. е. осадки заполняли ранее созданные тектонические котловины. Одновременно формировались протяженные зоны вулканитов. Миоценовые вулканиты представлены липарито-дацитовой и андезито-липарито-дацитовой формациями. Структурные особенности, вещественный состав осадочных и вулканических образований нижнего—верхнего (допаннонского) миоцена позволяют считать миоценовый этап развития территории Паннонского бассейна орогенным.

Паннонско-антропогенный этап. В раннепаннонское время (поздний миоцен) началось резкое опускание территории Паннонского бассейна, тогда как в краевых структурах (Венский и Закарпатский прогибы, грабен Савы), напротив, погружение замедлилось. В центральных частях бассейна на месте приподнятых в предыдущий этап площадей начали образовываться Большая и Малая Венгерские впадины, разделенные Центральнo-Венгерским поднятием. Прогибание шло дифференцировано: в Большой Венгерской впадине формировались отдельные отрицательные структуры (Сольнокский прогиб, мульды Мако, Керешская) и разделяющие их положительные формы (поднятия Баттонья и др.). Осадконакопление происходило в условиях замкнутого солоноватоводного озера, окруженного сильно расчлененными горами (рис. 57).

Начальный этап паннонского осадконакопления характеризовался заполнением ранее созданных котловин. Например, в мульде Мако слои нижней части паннонского яруса прислоняются к подстилающему субстрату. В дальнейшем шло конседиментационное образование структур, что зафиксировано сокращением мощности лежащих выше паннонских слоев в сторону сводов положительных структурных элементов. Скорость прогибания увеличилась в крупных структурах западной части бассейна (Залайская впадина и грабен Дравы), но она резко уменьшилась в краевых структурах. В первых накопилось около 1000 м нижнепаннонских отложений, тогда как в последних мощность синхронных осадков не превышает 500 м (грабен Савы), а в среднем равна 200—300 м (Венский и Закарпатский прогибы). Продолжался вулканизм андезитового типа в основном вдоль северной и восточной окраин и реже — в центральной части Паннонского бассейна. Объем изверженного материала сократился по сравнению с предыдущим этапом. Вулканиты этого периода представлены наиболее основными породами андезитового ряда вплоть до крупнопорфировых андезито-базальтов. Вулканизм сопровождался внедрением комагматических интрузий (гранодиориты, габбро-диабазы). Окружающие складчатые сооружения в это время слабо воздымались. Фронтальные части покровов запечатывались паннонскими отложениями.

На рубеже раннего и позднего паннона произошли слабые восходящие вертикальные дифференцированные движения, охватившие локальные участки современных выступов донеогенового основания. Они соответствовали аттической фазе складчатости соседних горных сооружений. Некоторые геологи предполагают, что покровные структуры гор Виллань, сложенные мезозойскими породами, также образовались в паннонское время [Nagy, Nagy, 1976]. Прямых доказательств этого нет, хотя чуть севернее в районе гор Мечек отмечаются надвиги, сформированные в позднем панноне.

В позднепаннонское и плиоценовое время продолжалось быстрое прогибание Большой и Малой Венгерских впадин. Менее интенсивное погружение происходило в западной части Паннонского бассейна. Структуры заполнялись мелководными озерными образованиями. Практически прекратилось опускание в краевых прогибах бассейна. На территории окружающих складчатых сооружений существовали относительно высокие горы. Об этом говорят как грубообломочные толщи верхнего паннона

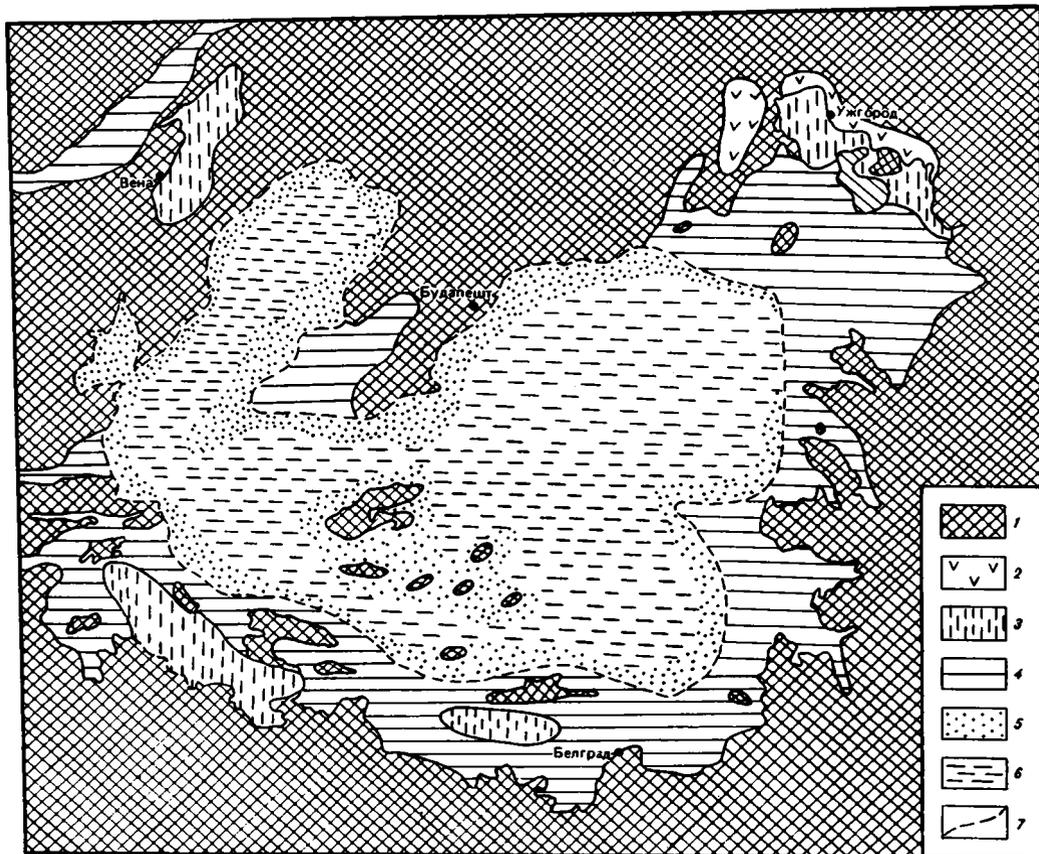


Рис. 57. Палеогеографическая схема Паннонского бассейна для раннепаннонского века

1 — области суши и сноса; 2 — области вулканической деятельности; 3 — области заболоченной равнины и торфонакопления; 4 — области аккумулятивной равнины; 5, 6 — область озерного осадконакопления: 5 — грубозернистые осадки, 6 — глинисто-алевритовые осадки; 7 — предполагаемая граница озера

по краям бассейна, так и флора, которая, по мнению М.А. Ахметьева (по сборам автора), характеризуется типичными признаками широколиственных горных лесов. За пределами Паннонского бассейна в приподнятой области складчатых горных сооружений существовали небольшие межгорные впадины, заполнявшиеся маломощными осадками плиоцена (Рожнявская котловина в Словацком Рудогорье и др.).

На рубеже неогена—антропогена произошли вертикальные подвижки отдельных блоков. В конце плиоцена возобновилась кратковременная вулканическая деятельность, закончившаяся в раннем плейстоцене, в результате которой образовались базальты и их туфы. Базальтовые извержения были маломощными, но охватили всю территорию Внутрикискарпатского региона. Базальты этого периода распространены не только внутри Альпийской области но и за ее пределами. Они известны на территориях Чешского массива, Восточно Европейской платформы и др.

В антропогене интенсивно прогибались два участка Паннонского бассейна: Большая и Малая Венгерские впадины, в которых накопилось соответственно 700 и 300 м осадков озерного генезиса. Продолжали расти окружающие их горные сооружения. К концу антропогена окончательно сформировалась структура Паннонского бассейна. В паннонско-антропогеновое время образовалась сетка малоамплитудных разломов различного простираения сбросового и взбросового характера.

В настоящее время опускание испытывает территория Большой и Малой Венгерских впадин, а воздымание происходит во всех горных системах. Крупные напряжения сжа-

тия отмечаются только в зоне Вранча на стыке Восточных и Южных Карпат, где в основном на глубинах 10—40 км (есть данные и о глубинах до 120 км) находятся эпицентры сильных землетрясений. Вулканические проявления в Паннонском бассейне и сопряженных регионах практически не отмечаются.

Паннонско-антропогеновый этап развития Паннонского бассейна является очень своеобразным, характеризующимся быстрым опусканием. Именно в течение последнего этапа Паннонский бассейн образовался как единая структура.

НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВОЕ РАЗВИТИЕ ТРАНСИЛЬВАНСКОЙ ВПАДИНЫ

В Трансильванской впадине в течение рассматриваемого периода происходило дифференцированное прогибание, прерываемое отдельными поднятиями территории. В раннем и среднем миоцене прогибание охватывало всю площадь Трансильванской впадины. Оно компенсировалось накоплением соленосных толщ, мощных прослоев туфогенного материала, алевролитов, песков, песчаников и т. д. В конце среднего бадена по окраинам впадины произошли горизонтальные подвижки, в результате которых образовались малоамплитудные покровы и надвиги. В сармате опускание продолжалось только в центральной части Трансильванской впадины, где накопилось до 700 м озерных отложений. В Южных Карпатах шло покровообразование. Пластины двигались на юг, а в их тылу заложился Бараолтский прогиб, расположенный по самому южному борту Трансильванской впадины. В конце сармата произошло общее воздымание территории впадины. К этому периоду относится образование соляных структур, распространенных почти по всей площади впадины. В паннонское время прогибание практически прекратилось, исключение составляет Бараолтский прогиб, где накопилось около 600 м грубозернистых отложений. Такая же картина сохранялась в плиоцене и антропогене. Территория Трансильванской впадины имела приподнятое положение, и на ней накапливались только аллювиальные и делювиальные осадки. Бараолтский прогиб заполнялся молассовыми толщами, мощность которых составляет около 500 м. На рубеже плиоцена и антропогена в окружающих впадину горных сооружениях отмечен импульс базальтового вулканизма (базальты Ракош, Детуната и др.). В настоящее время территория Трансильванской впадины находится в равновесном состоянии, а слабое воздымание отмечается в Южных Карпатах, Апусени и других прилегающих горных системах.

Таким образом, Трансильванская впадина для неоген-антропогенового периода должна рассматриваться как межгорная структура, выполненная орогенным чехлом.

РАЗВИТИЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Поскольку в конце палеогена на территории Паннонского бассейна была сформирована структура типа срединного массива, то мощность ее земной коры может быть оценена при сравнении с современными областями платформ и срединных массивов. Они характеризуются довольно устойчивой мощностью земной коры в 35—40 км [Беляевский, 1974; Вольвовский, Вольвовский, 1975; Хаин, 1973; и др.]. Недавно В. Н. Сёмов [1980] провел анализ строения земной коры Юга СССР и, используя специальные графики, смог оценить ее мощности для крупных платформенных палеоструктур. Они оказались близкими к современным. Следовательно, для территории Паннонского бассейна к концу палеогена можно предполагать мощности земной коры примерно 35—40 км при мощности "базальтового" и "гранитного" слоев соответственно 15—20 и 20—25 км. Такие величины не противоречат представлениям, развиваемым А. В. Пейве с соавторами, которые пишут о материковых палеомассивах, "обладающих мощной и выдержанной континентальной корой с повсеместно развитым в виде сплошной оболочки зрелым гранитно-метаморфическим слоем, начиная с момента их образования..." [Пейве и др., 1980, с. 25].

Скорее всего, распределение мощностей соответствовало структурному плану, созданному к концу палеогена, т. е. под более молодыми складчатыми зонами (в частности, под Дебреценским трогом) мощность коры была несколько больше, чем под областями, стабилизированными ранее.

Ближкие мощности земной коры (35—40 км) должны были быть в Трансильванской впадине к началу юры, когда в ее пределах начал образовываться осадочный чехол. Для этого региона деструкционные процессы в коре могли произойти уже в палеогене, и ее мощность к началу неогена была немного меньше.

В окружающих районах Карпат и Динарид к концу палеогена кора была еще сформирована не окончательно, однако, учитывая, что там происходило сгущивание и интенсивное горообразование, мощность ее была несколько больше, чем в Паннонском бассейне и Трансильванской впадине.

В орогенный этап развития разных регионов происходит увеличение мощности континентальной коры и наиболее интенсивно — в зонах максимального сгущивания [Пейве и др., 1980]. Миоценовый этап развития территории Паннонского бассейна, как было показано, является орогенным. Следовательно, можно предположить, что на территории Паннонского бассейна в миоценовое (допаннонское) время мощность коры возросла до 40—45 км. Вместе с тем наличие небольших по размерам допаннонских некомпенсированных котловин (типа мульды Мако) позволяет считать, что на локальных участках консолидированная земная кора начала утоняться в раннем—среднем миоцене. Таким образом, во время орогенного этапа развития территории синхронно со становлением земной коры начинается ее деструкция.

В течение паннонско-антропогенового этапа в пределах всего Паннонского бассейна проходило сокращение мощности консолидированной земной коры, которая в настоящее время составляет 20—25 км. Уменьшение мощности на 15—20 км шло преимущественно за счет уничтожения "базальтового" слоя. Предполагаемый механизм этого процесса будет рассмотрен ниже. Максимальное изменение мощности коры пришло на паннонско-плиоценовое время, период наиболее интенсивного прогибания. Это подтверждают расчеты тепловой модели, произведенные С.В. Соболевым [1980] для территории Паннонского бассейна. Им определено время (примерно 10—15 млн лет, что соответствует протяженности паннона—антропогена), необходимое для преобразования нижней части земной коры. Следствием этого, как считает С.В. Соболев, является изостатическое опускание территории. Под окружающими горными сооружениями земная кора оставалась стабильной. Поскольку в настоящее время тепловой поток в Паннонском бассейне очень высокий, можно предположить, что тепловой источник (аномальная мантия) в течение паннонско-антропогенового этапа приближался к подошве земной коры.

В Трансильванской впадине земная кора в миоцен-антропогеновое время оставалась стабильной. Возможно, происходило небольшое уменьшение ее мощности, поскольку в настоящее время она все-таки относительно утонена.

Приведенные материалы позволяют установить следующие этапы становления и развития Паннонского бассейна. Донеогеновый этап продолжался очень длительное время и закончился образованием участков территории, характеризующихся приподнятым стоянием консолидированного основания и областей, где происходило накопление платформенных чехлов, сосуществующих с геосинклинальными образованиями, распространенными в узкой зоне.

Следующий этап относится к миоцену (исключая паннон). В это время возникли узкие линейные структуры, распространенные в основном по периферии бассейна и частично наследовавшие структурный план донеогенового основания. В окружающих бассейн складчатых сооружениях шло покровообразование. На территории Паннонского бассейна в допаннонском миоцене существовала геодинамическая обстановка с преобладанием условий растяжения.

В течение третьего этапа, начавшегося в позднем миоцене (паннонский век) и продолжающегося до настоящего времени, имели место резкие вертикальные отрицательные движения и образовались пологие изометричные структуры. Они несогласно наложены на структуры, созданные в предшествующие этапы. Наиболее типичными из них являются Большая и Малая Венгерские впадины. Каждый из выделенных этапов охватывал различные участки рассматриваемой территории. В некоторых случаях (грабен Савы) вертикальные отрицательные движения разного времени наложались один на другой, но чаще знаки вертикальных движений на каждом из этапов не совпадали. Особенно хорошо это видно на примере Большой Венгерской впадины, где мощные

Рис. 58. График средних скоростей осадконакопления Паннонского бассейна (с использованием данных многих авторов)

1 — центральная часть Паннонского бассейна; 2 — Венский прогиб; 3 — Восточно-Словацкая мульда

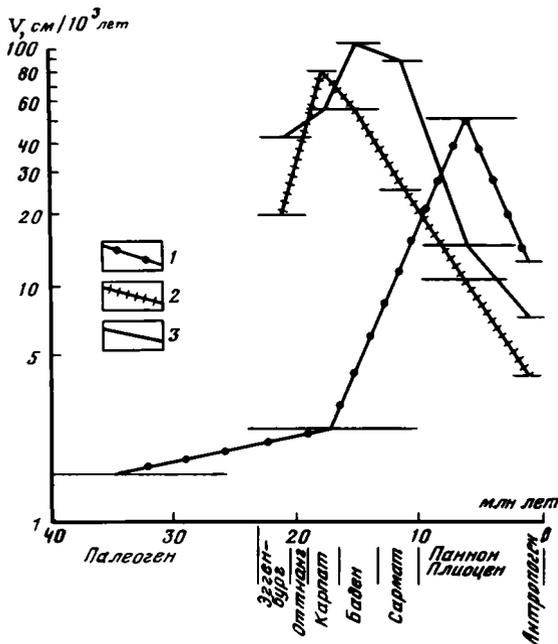
толщи осадков верхнего комплекса накопились на участке, приподнятом в предыдущий этап.

Различия миоценового и панноско-антропогенового этапов подчеркивает интенсивность погружения территории во время каждого из них. Разными авторами [Horvath, Stegena, 1977; Vass, Sesh, 1983; и др.] проведен анализ средних скоростей осадконакопления для кайнозоя центральной части паннонского бассейна (рис. 58). По их данным, эта величина для миоцена равна примерно $1,3 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. В панноне и плиоцене скорость осадконакопления резко увеличилась до $37\text{--}38 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. В антропогене она снижается до $12 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. Для Европейской платформы средние скорости образования осадков чехла составляют $2\text{--}5 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$ [Сазонова, Сазонов, 1967; и др.]. М. Пикард и Л. Хай [1974] приводят подсчеты скорости накопления озерных глинисто-карбонатных осадков верхнего триаса (формация Лакатонг группы Ньюарк, штат Нью-Джерси), которая равна примерно $23 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$, т.е. в панноне—плиоцене Паннонского бассейна отмечались высокие скорости осадконакопления, которые привели к накоплению громадных по мощности отложений.

На этом же графике (см. рис. 58) можно видеть, как резко отличаются скорости осадконакопления в центральной части бассейна и в краевых структурах. Максимальный пик в первой приходится на паннон—плиоцен, а во второй — на карпат—баден. Это еще раз подчеркивает отличие собственно Паннонского бассейна от краевых структур. Скорее всего, это связано с мантийным диапиром, влияние которого наиболее ярко проявилось в центральной части бассейна.

Другой путь развития прошла Трансильванская впадина, которая испытывала дифференцированное конседиментационное погружение, приведшее к накоплению мощного осадочного чехла, с юры до среднего миоцена. За это время на ее территории не было создано каких-либо линейных структур. Прогибание прерывалось несколькими фазами высокого стояния и покровообразования.

Мощность консолидированной земной коры территории Паннонского бассейна к началу паннонского времени составляла $35\text{--}40 \text{ км}$. В настоящее время она равна $20\text{--}25 \text{ км}$ (без учета мощности неоген-антропогенового чехла). Таким образом, за позднемиоцен (паннонско-) антропогеновое время мощность коры сократилась на $15\text{--}20 \text{ км}$. Так как мощность "гранитного" слоя остается более или менее постоянной на всей территории бассейна, то сокращение мощности коры происходит только за счет "базальтового" слоя.



СТРОЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ С УТОНЕННОЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРОЙ

В последнее время большое внимание уделяется изучению бассейнов с мощным осадочным чехлом и утоненной консолидированной корой, расположенных в пределах континентов и океанов [Артюшков и др., 1979, 1980; Лебедев, 1978; Тектоника..., 1970; Яншин и др., 1977 а; Taylor, 1979; Toksöz, Hsui, 1978; Vass, 1979; и др.]. В этой главе будут рассмотрены некоторые бассейны западной части Альпийского складчатого пояса.

Значительный объем сейсмических исследований, проведенных в последнее время, дает возможность осветить строение осадочного чехла этих бассейнов, их развитие, а также провести сравнительно-тектонический анализ с Паннонским бассейном.

Черноморский бассейн, являющийся одной из наиболее изученных структур, на юге, востоке и севере сопряжен со складчатыми альпийскими и киммерийскими сооружениями Балканиды, Понтида, Большого Кавказа и Горного Крыма. На юго-востоке он граничит с Колхидской межгорной впадиной, а на севере и северо-западе на значительном протяжении его окружают равнинные пространства Скифской, Русской и Мизийской плит. Осадочный чехол Черноморского бассейна включает в себя отложения от палеозоя до антропогена. Его суммарная мощность по сейсмическим данным 15–16 км в Западно-Черноморской и около 12 км – в Восточно-Черноморской ваннах, разделенных Центрально-Черноморским поднятием, где она сокращается до 10 км [Геология . . . , 1979; Яншин и др., 1977 б]. В нем выделены два структурных комплекса, повсеместно разделенных поверхностью углового несогласия [Яншин и др., 1977 б].

Нижний комплекс осадочного чехла, по-видимому, слагают платформенные отложения мезозоя и нижнего палеогена (а на западе, на продолжении Мизийской плиты, и палеозоя). На периферии бассейна он по латерали переходит в складчатые геосинклинальные образования мезозоя и доолигоценного палеогена, слагающие альпийские и киммерийские сооружения. Его мощность по периферии бассейна 8–10 км [Тектоника . . . , 1978; Яншин и др., 1977 б], к центру, она сокращается преимущественно за счет последовательного срезания верхних горизонтов, вероятно, до полного выклинивания (Е.М. Хахалев и др., 1980 г.).

Верхний структурный комплекс Черноморского бассейна резко несогласно перекрывает разновозрастные горизонты нижнего комплекса осадочного чехла и, возможно, породы консолидированной коры. На периферии бассейна его подстилают складчатые геосинклинальные образования. Слои верхнего комплекса повсеместно испытывают прислонение к поверхности подстилающего субстрата. В верхний комплекс входят отложения олигоцена, неогена и антропогена [Шлезингер, 1981; Яншин и др., 1980 а]. Его слои залегают преимущественно горизонтально и лишь местами осложнены глиняными диапирами. Наиболее крупными структурами, выделенными по подошве верхнего комплекса, являются Западно- и Восточно-Черноморские впадины и Центрально-Черноморское поперечное поднятие. Они осложнены более мелкими структурными элементами. Мощность пород верхнего структурного комплекса в центральной части Черноморского бассейна достигает 12–14 км (Е.М. Хахалев и др., 1980 г.).

В пределах глубоководной части Черноморского бассейна поверхность Мохоровичича со скоростью 8,0 км/с приподнята до отметок 18–20 км, к периферии она погружается до 25 км и далее, в пределах суши – до 35–40 км (рис. 59). Общая мощность консолидированной коры в центральной части бассейна 5–7 км при отсутствии "гранитного" слоя. К периферии она увеличивается до 25–30 км при появлении "гранитного" слоя (рис. 60). Здесь отложения верхнего комплекса осадочного чехла, возможно, непосредственно ложатся на породы "базальтового" слоя консолидированной коры. По некоторым данным [Геология . . . , 1979], в пределах Центрально-Черноморского поднятия может быть развит "гранитный" слой, мощность которого не превышает 4 км. "Базальтовый" слой, на котором залегают осадочные толщи, характеризуется скоростями 6,6–6,8 км/с [Вольвовский, Шлезингер, 1975]. Мощность "базальтового" слоя колеблется от 5–7 км в пределах глубоководной акватории до 25–40 км в окружающих областях шельфа и суши. В Черноморском бассейне наблюдаемый тепловой поток в среднем по данным 100 станций измеряется $2,84 \text{ Вт/м}^2$, причем наиболее понижен

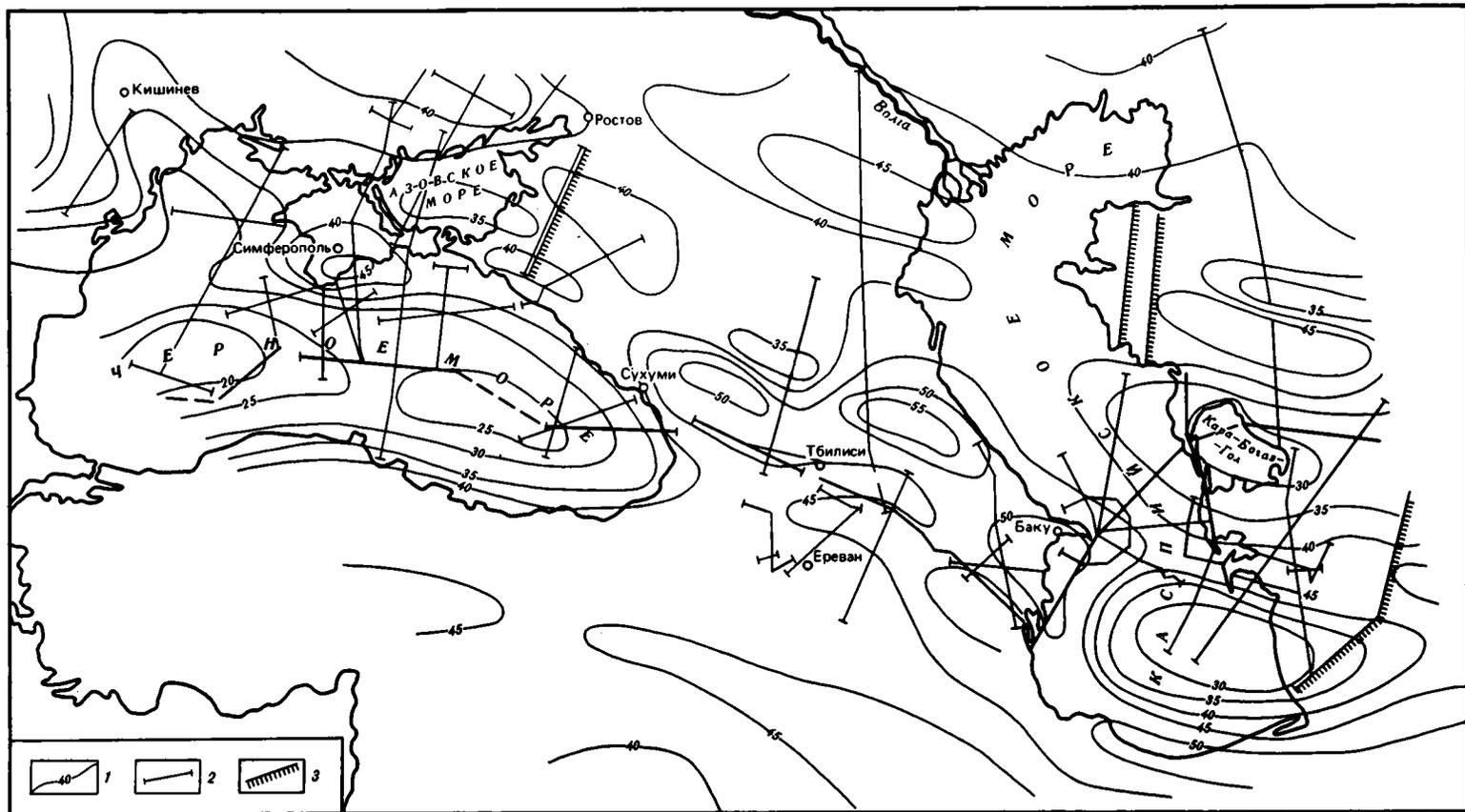


Рис. 59. Структура поверхности Мохоровичича Черноморского и Южно-Каспийского бассейнов [Вольвовский, Шлезингер, 1975]
 1 — изогонсы поверхности Мохоровичича, км; 2 — профили ГСЗ; 3 — сейсмологические профили ("Земля")

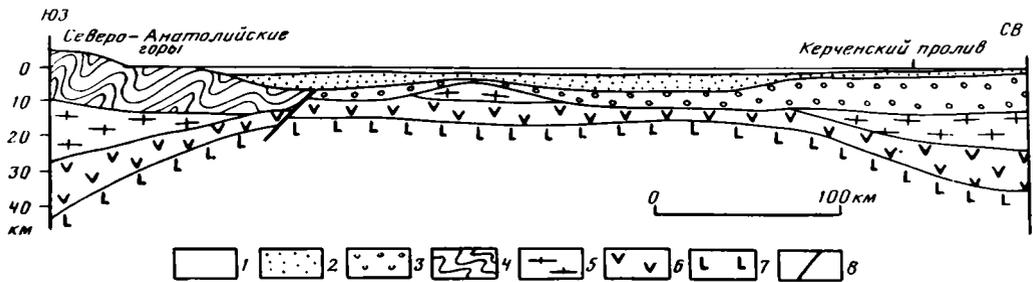


Рис. 60. Разрез через Черноморский бассейн от побережья Турции (в районе Синопа) до Керченского пролива (по А.Е. Шлезингеру [1978])

1 — водный слой; 2, 3 — осадочный чехол, структурные комплексы: 2 — верхний, 3 — нижний; 4 — складчатые геосинклинальные образования; 5, 6 — консолидированная кора: 5 — "гранитный" слой, 6 — "базальтовый" слой; 7 — верхняя мантия; 8 — глубинный разлом

он в глубоководной части [Любимова и др., 1976]. Однако если снять эффект осадко-накопления, то значения увеличатся до $6,28-6,70 \text{ Вт/м}^2$, т.е. он будет повышенным по сравнению с окружающими регионами.

Данные о строении осадочного чехла Черноморского бассейна позволили воссоздать историю его развития [Николаева и др., 1980; Шлезингер, 1978; Яншин и др., 1977б, 1980а]. До конца эоцена на территории бассейна развивались структуры геосинклинального и платформенного классов. Платформенные опускания начались, вероятно, еще в палеозое и охватывали в основном западную часть современной акватории. Учитывая новые данные, можно предположить, что в центральной части в мезозое и доолигоцене палеогене, существовала приподнятая территория, лишь изредка погружавшаяся под уровень моря, в результате чего накопились маломощные платформенные осадки. Вероятно, в эоцене наступила общая эпоха воздыманий, и территория была приподнята на несколько сот метров. В конце эоцена произошло резкое кратковременное опускание, причем оно захватило преимущественно области с платформенным чехлом. Амплитуда провала определяется в 6—8 км [Шлезингер, 1978] и больше. При опускании образовалась глубоководная котловина. В олигоцен-плиоценовое время она заполнялась осадками. В это время изменялись и очертания шельфа. Там, где поток терригенного материала был наиболее мощным (Палеодунай, Палеоднепри т.д.), первичный тектонический континентальный склон полностью засыпан и образовался вторичный аккумулятивный склон, сдвинутый в сторону глубоководной котловины на первые десятки (или даже сотни) километров. В предмезоценовое и антропоценовое время произошли еще два этапа резкого поружения (с амплитудой 1—2 км). Именно они окончательно сформировали современную структуру Черноморского бассейна.

Южно-Каспийский бассейн в настоящее время также является одной из наиболее изученных структур [Вольвовский, Шлезингер, 1975; Копп, 1981; Лебедев, 1978; Тектоника..., 1970; и др.]. Он сопряжен со складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа, Копетдага, Эльбурса и Аладаг-Биналуда. На западе Южно-Каспийский бассейн переходит в Куринскую межгорную епадину, а на севере по разлому граничит со Средне-Каспийским бассейном, относимым к Туранской плите.

В осадочном чехле Южно-Каспийского бассейна по геофизическим материалам выделены два крупных структурных комплекса (рис. 61), характеризующихся различной средней плотностью слагающих их пород. Нижний комплекс представлен, по-видимому, преимущественно пологозалегающими платформенными образованиями мезозоя и палеогена, миоцена и нижнего плиоцена. В южной части бассейна олигоцен-миоценовые отложения, возможно, замещаются вулканогенно-осадочными образованиями, обнаженными на поверхности в районе Талыша и Эльбурса [Лебедев, 1978]. Мощность отложений нижнего структурного комплекса составляет 8—10 км [Лебедев и др., 1980]. Верхний структурный комплекс несогласно залегаєт на образованиях нижнего комплекса. Его нижнюю часть слагают красноцветные отложения среднего плиоцена, а выше по разрезу они сменяются верхнеплиоценовыми и антропоценовыми осадками более глубокого моря. Мощность верхнего комплекса в краевых частях бассейна составляет 6—8 км, а в центральной части она увеличивается до 9—11 км.

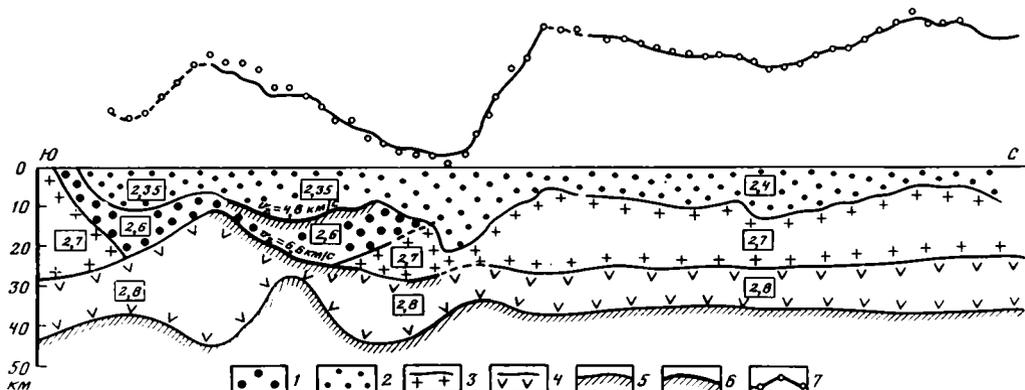


Рис. 61. Схематический геолого-геофизический разрез по линии г. Пехлеви—о-в Жилой—широта о-ва Тюлений—г. Астрахань (по Я.П. Маловицкому и др. [Тектоника..., 1970])

1, 2 — осадочный чехол со средней плотностью, г/см³: 1 — 2,6; 2 — 2,35–2,40; 3–5 — поверхности: 3 — "гранитного" слоя, 4 — Конрада, 5 — Мохоровичича; 6 — преломляющие границы; 7 — кривая ΔG. Цифры на рисунке — средние плотности пород, г/см³

На акватории Южного Каспия в верхнем комплексе развиты многочисленные системы складок разного простирания с крутыми наклонами крыльев, осложненных действующими грязевыми вулканами. Они распространены, как правило, в прибортовом окаймлении. Для центральной части характерны более изометричные структуры. Практически на всех антиклиналях наблюдается сокращение мощности и частичное выклинивание слоев к их сводам.

По поверхности консолидированной коры в пределах Южно-Каспийского бассейна (рис. 62) намечаются три изометричных прогиба с отметками –20 км и одно крупное поднятие с глубинами на его своде примерно –15 км. Отрицательные структуры обрамляют поднятие, расположенное в центральной части бассейна. Борта впадины крутые; на территориях, обрамляющих впадину, поверхность кристаллического фундамента залегает на глубинах –4 ÷ –5 км. В центральной части не прослеживаются крупные разрывные нарушения, они выделяются только по бортам впадины и в пределах территорий суши.

Поверхность Мохоровичича в центральной части Южно-Каспийского бассейна приподнята до отметок –30 км и постепенно понижается до –45 ÷ –50 км в сторону обрамляющих территорий. Мощность консолидированной коры увеличивается от первых километров в пределах Южно-Каспийской глубоководной котловины до 50 км в областях складчатых сооружений и до 35–40 км в пределах эпигерцинской платформы. "Гранитный" слой отсутствует на большей части Южного Каспия и резко увеличивается по мощности на территории альпид (до 25–30 км) и платформы (до 15–20 км). В центральной части Южно-Каспийского бассейна осадочный чехол залегает непосредственно на "базальтовом" слое со скоростью 6,6 км/с, мощность которого увеличивается от центра (первые километры) к периферии (15–20 км). В самой южной части Южного Каспия предполагается раздвиг мощности "базальтового" слоя до 30–35 км. По окраинам Южно-Каспийского бассейна отмечены повышенные тепловые потоки до 10,05 Вт/м² [Любимова и др., 1976]. В наиболее прогнутой части они близки к мировым средним значениям и, вероятно, занижены, что связано с мощным плиоцен-четвертичным осадочным чехлом.

В течение мезозойско-палеогенового этапа большая часть территории Южно-Каспийского бассейна испытывала платформенное развитие и только на отдельных участках, расположенных вдоль южного борта и входящих в складчатые сооружения Эльбурса и Талыша, проходили процессы вулканизма и складчатости. Такая же ситуация сохранилась в раннем миоцене, в конце которого произошло общее поднятие площади впадины. В начале среднего плиоцена на месте современного Южно-Каспийского бассейна началось интенсивное конседиментационное опускание с накоплением мощных толщ мелководных осадков, продолжавшееся в среднем плиоцене—антропогене. Это накопление сопровождалось образованием серий линейных складок, вероятно вдоль раз-

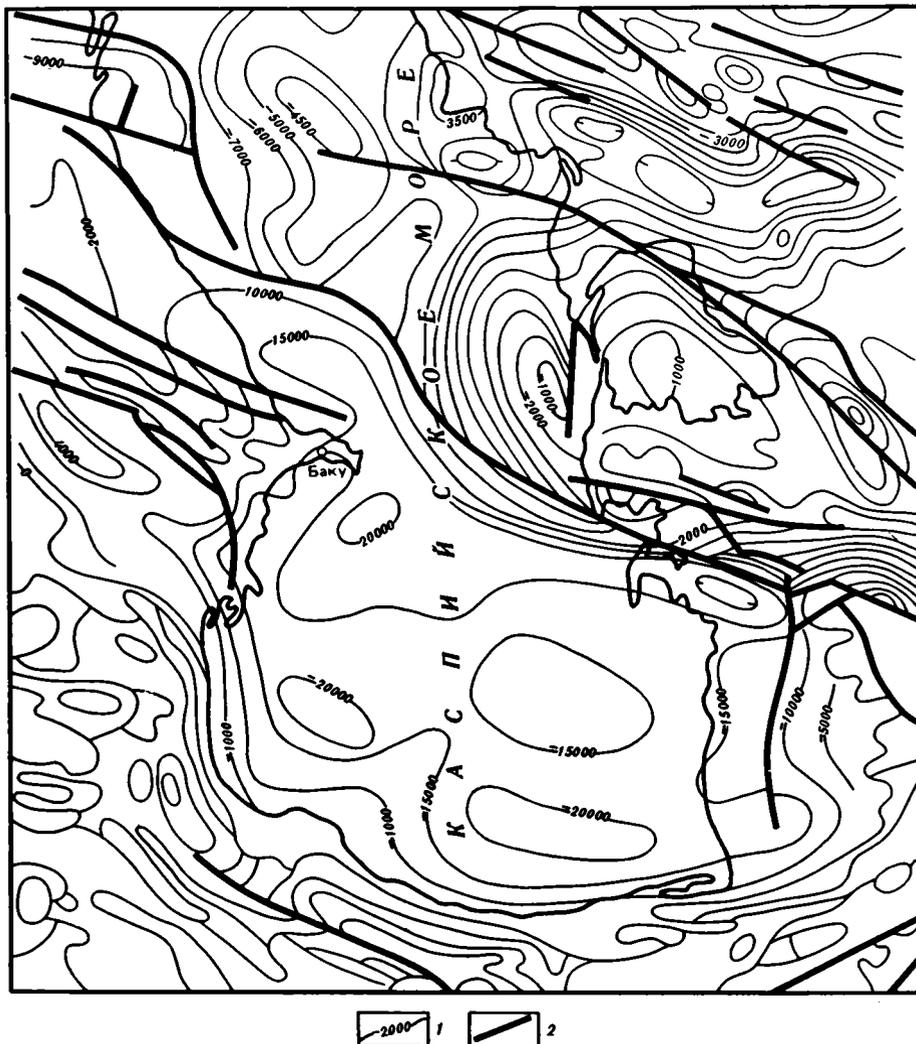


Рис. 62. Структура поверхности консолидированной коры Южно-Каспийского бассейна [Вольвовский, Шлезингер, 1975]

1 — изогипсы поверхности консолидированного основания, м; 2 — разломы

ломов, и деятельностью грязевых вулканов. Оно осложнилось более мелкими обрушениями конца антропогена, которые и создали современную структурную картину осадочного чехла Южно-Каспийского бассейна.

Эгейский бассейн расположен между линейными складчатыми сооружениями Греции и Турции. С севера он ограничен Родопским массивом и его продолжением к востоку, а с юга — складчатыми сооружениями о-ва Крит и одноименной дуги. Под миоцен-антропогенным осадочным чехлом Эгейского бассейна прослежены линейные зоны, являющиеся продолжением выделенных на территории суши [Auboin et al., 1976; Bergskhemer, 1977; и др.]. Складчатая Вардарская зона под чехлом переходит в Измиро-Анкарскую зону, Пелагонийская зона Гелленид продолжается к востоку и переходит в зону Ликийского Тавра. Между ними на островах Киклад выделен древний блок, соединяющий Пелагонийский и Мендересский докембрийские массивы. Палеоген-нижнемиоценовые отложения, хорошо изученные в пределах окружающей суши и островов Эгейского моря [Barrier, 1979; Beschnecker, Büttner, 1978; Dürr,

Altherr, 1979; Papanikolaou, 1979; Roesler, 1978; и др], представлены относительно маломощными толщами (до 500 м) и участвуют в строении покровов. Вероятно, такой же характер они несут и в пределах акватории, хотя прямые геологические и геофизические данные по этому региону отсутствуют.

Осадочный чехол Эгейского бассейна распространен не только в акватории, но и в пределах суши и островов, где он наиболее хорошо изучен. Возраст отложений, входящих в осадочный чехол Эгейского бассейна, на основании многочисленных находок палеонтологических остатков определяется как миоцен—антропоген [Lalechos, Savoyat, 1977; и др.]. По подошве осадочного чехла выделены главные структурные элементы. Северо-Эгейская впадина предстает собой изометричную структуру, осложненную более мелкими антиклиналями и синклиналями. На юге она ограничена Кикладским поднятием, вытянутым в субширотном направлении, и ундуляциями шарнира, разделенным на ряд брахиантиклиналей. К югу от поднятия располагается Критский трог субширотного простираения с крутым южным и более пологим северным бортами. В пределах трога выделяются отдельные мульды, наиболее глубокая из которых расположена на востоке. Мощность осадочного чехла изменяется на территории региона в очень широких пределах. Максимальные ее значения 3000—5000 м приурочены к северной части Эгейского моря [Lalechos, Savoyat, 1977]. В глубоководной Критской котловине мощность чехла по сейсмическим материалам определяется в 500—600 м (против о-ва Крит) и увеличивается к востоку, достигая 1,5 км (против о-ва Карпатос) [Москаленко, Евсюков, 1975; Jongsma et al., 1978].

В осадочном чехле Эгейского бассейна можно выделить два структурных комплекса, разделенных несогласием (рис. 63). Оно подтверждается в разрезах чехла, обнаженных на суше, и приурочено примерно к границе плиоцена и плейстоцена [Mercier et al., 1976]. Это несогласие может немного скользить вверх и вниз по разрезу. В наиболее прогнутых структурах оно исчезает.

Нижний структурный комплекс включает в себя отложения миоцена и плиоцена, залегающие очень полого в районе глубоководной котловины и в отдельных зонах, смятых в складки в северной части Эгейского моря. В зонах многочисленных разломов углы падения слоев увеличиваются до десятков градусов. Ранее считалось, что в нижний комплекс входят только плиоценовые осадки, однако новейшие буровые данные показали присутствие в нижней части чехла средне-верхнемиоценовых отложений [Lalechos, Savoyat, 1977; Initial . . . , 1978; и др.]. Отложения среднего—верхнего миоцена и плиоцена представлены мелководными континентальными породами: глинами, песчаниками, конгломератами с прослоями углей, а в Критском троге, как показала скв. 378-а [Initial . . . , 1978], развиты гипсоносные породы мессиния. Эвапоритовые отложения миоцена встречены вблизи о-ва Тассос, а пелагические осадки того же возраста в зал. Термаикос — в северной части Эгейского моря [Lalechos, Savoyat, 1977]. По мнению И.С. Чумакова и Ю.А. Нубаряна [1977], в пределах Эгейского моря есть два бассейна мессинского соленакопления: северный и южный, соединенные узким проливом, проходящим примерно в центре Кикладской дуги. Мощность отложений нижнего комплекса колеблется от первых тысяч метров в Северо-Эгейском троге до 400 м в Критском троге [Москаленко, Евсюков, 1975; Lalechos, Savoyat, 1977]. Определить максимальную мощность в Критском троге в настоящее время невозможно, а она несомненно больше указанной цифры. Структуры нижнего комплекса характеризуются линейными формами и крутыми бортами, часто осложненными разломами иногда со значительной (до 1 км) амплитудой.

Верхний структурный комплекс согласно залегает на породах нижнего комплекса в отрицательных структурах (Критский и Северо-Эгейский трог) и трансгрессивно — на отложениях от апта до миоцена в пределах приподнятых структур (бассейн Салоники, п-ов Кассандра и другие участки). В его составе развиты континентальные образования в озерной фации, относимые по возрасту к антропогену и лишь местами к верхнему плиоцену. Как правило, разрез начинается конгломератами. Ранее предполагалось, что в Критском троге распространены глубоководные антропогеновые толщи, однако бурение скв. 378 и 378-а [Initial . . . , 1978] в этом районе как бы осветило разрез отложений Критской глубоководной котловины. Здесь вскрыто более 300 м плиоценовых и антропогеновых осадков, представленных илами, мергелями и мергелистыми известняками с сапропелевыми углями и прослоями конгломератов, что может свидетельствовать об относительно мелководных (не глубже 300—400 м) усло-

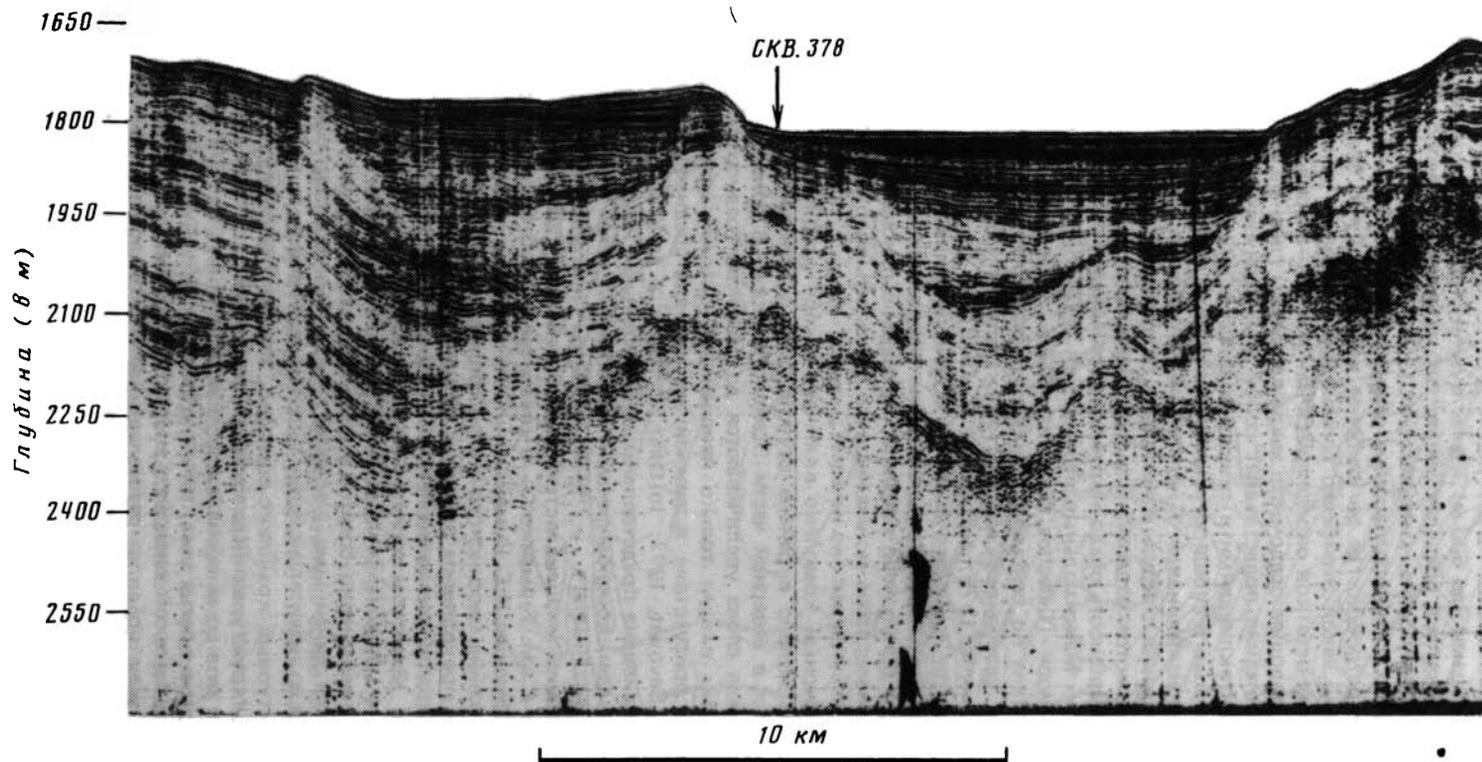


Рис. 63. Сейсмический разрез через Критский трог по профилю 13-го рейса НИС "Метеор" [Initial..., 1978], иллюстрирующий угловое несогласие между верхним и нижним структурными комплексами

виях осадкообразования. Анализ сейсмических профилей через Критское море, обработанных группой западногерманских геофизиков [Jongsma et al., 1977], показал, что практически везде самые верхние слои осадочного чехла изогнуты так же, как поверхность дна. Исключение составляют те районы, где развиты вулканы исторического времени, которые прорывают весь чехол и образуют в рельефе дна конусовидные вершины. В отрицательных структурах происходит постепенное утонение отдельных слоев от центра к бортам.

Мощность отложений верхнего комплекса колеблется в очень широких пределах. В центральной части Критской глубоководной котловины она составляет всего 100–150 м (см. рис. 63), в северной части Эгейского бассейна — увеличивается до первых сот метров. Такие же значения мощностей отмечены в прибрежных районах суши [Got et al., 1979].

Структуры верхнего комплекса носят преимущественно характер впадин с относительно крутыми бортами (Критский, Северо-Эгейский трюги и др.), в которых слои или залегают горизонтально, или слабо изогнуты. Отрицательные структуры разделены поднятиями с очень изрезанными сводами. На островах Эвбея, Карпатос и др. установлены складчатые структуры, в строении которых принимают участие нижнеплейстоценовые отложения [Mercier et al., 1976; и др.]. По космическим снимкам и аэрофотоснимкам для континентальных и островных районов и по морфологии морского дна для акваторий выявлена густая сеть трещин [Kronberg, Gunther, 1978; Meissner et al., 1979]. Она имеет преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание и группируется, по мнению указанных авторов, в дугообразные системы.

В пределах островов выделен вулканический комплекс, относимый по возрасту к олигоцену—миоцену с радиологическими датировками от 24 до 7 млн лет [Bellon et al., 1979]. Он характеризуется преобладанием кислых разностей пород, относящихся к известково-щелочной серии с повышенным содержанием K_2O . Вулканический комплекс сопровождается интрузивными телами.

Вдоль южного края Кикладской дуги прослежен вулканический пояс, протягивающийся от Коринфа через острова Милос и Санторин до о-ва Нисирос. Вулканы пояса представлены высококальциевыми базальтами, андезитами и риолитами, слагающими известково-щелочную серию, которая, по мнению многих геологов, относится к типу островодужных вулканитов [Bellon et al., 1979; Innocenti et al., 1979; и др.]. Их возраст определяется от 3–4 до 0,5–0,8 млн лет. В некоторых работах комплекс подразделяется на две части [Schroeder, 1976]. Нижняя распространена в Кикладской дуге и на территории Греции и имеет интервал 4,5–2,2 млн лет. Верхняя часть с возрастом 900 тыс. лет доньше развита только в Кикладской дуге и на современном этапе выражается в поствулканической деятельности (гидротермы, фумаролы и т.д.). В историческое время произошло сильное извержение на о-ве Санторин, в результате которого образовалась кальдера, характеризующая современный облик острова.

Данные по глубинному строению Эгейского моря обобщены в работах Дж. Макриса [Makris, 1977, 1978]. В пределах Эгейского бассейна земная кора утонена и поверхность Мохо со скоростью 7,9 км/с приподнята (рис. 64). Максимально приподнятые участки (–20 км) расположены в Критском море. Северная часть Эгейского моря характеризуется очень плоским рельефом поверхности Мохо с отдельными небольшими поднятиями и опусканиями с глубинами 30–32 км. Относительно приподнята (до –28 км) поверхность Мохо в восточной части Кикладской дуги. В целом Эгейский бассейн оконтуривается изогипсой поверхности Мохо –34 км. К западу, северу и востоку поверхность Мохо погружается до 46 км в Гелленидах и до 40 км в пределах Родопского и Мендересского массивов. К югу за о. Крит поверхность Мохо находится примерно на таких же отметках, как и в Эгейском море. Мощность "гранитного" слоя остается практически постоянной (15–17 км), уменьшаясь на 2–3 км в Критской глубоководной котловине. Мощность "базальтового" слоя уменьшается в направлении от окружающих территорий суши, где она составляет 10–12 км, до 5–6 км в центральных частях Эгейского моря. Это уменьшение прослеживается по всей площади Эгейского моря.

В Эгейском бассейне наблюдается повышенный тепловой поток с величинами от 5,11 до 11,43 Вт/м² [Cermak et al., 1976]. Максимальные величины, по мнению этих авторов, приурочены к зоне самого позднего вулканизма, хотя, по данным других исследователей [Erickson et al., 1977], наибольшие значения теплового потока наблю-

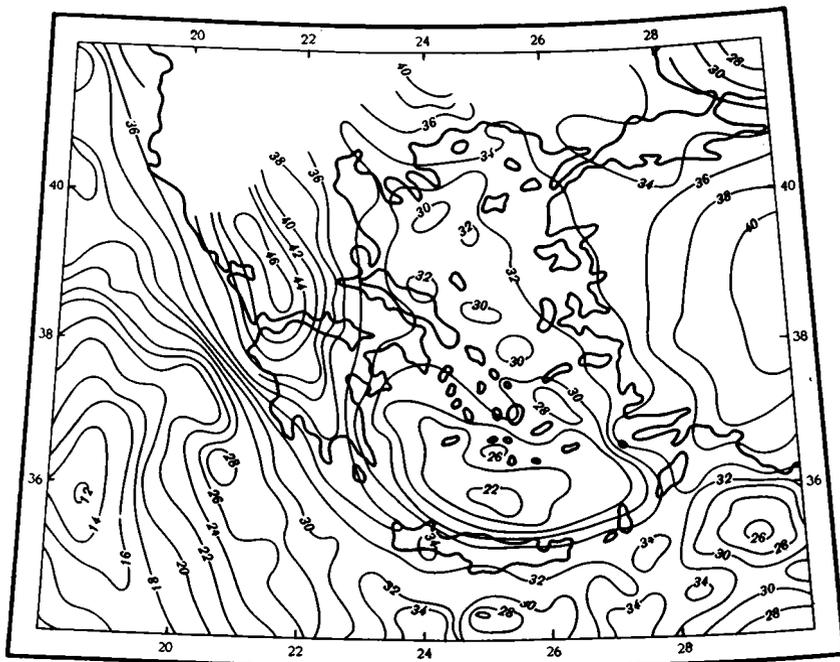


Рис. 64. Карта поверхности Мохоровичича Эгейского моря, км [Макрис, 1977]

даются в северной части Эгейского моря ($10,93 \text{ Вт/м}^2$) и в Критском море ($9,17 \text{ Вт/м}^2$). По расчетам Дж. Макриса [Makris, 1977], температура близ поверхности Мохо составляет $700\text{--}900^\circ$.

В настоящее время можно считать доказанным, что вдоль южного побережья о-ва Крит проходит плоскость, аналогичная зоне Беньофа—Заварицкого [Parazachos, Comninakis, 1977; Richter, Strobach, 1978]. Она погружается под углом около 45° в сторону Эгейского моря до глубин $175\text{--}180 \text{ км}$, и к ней приурочены очаги землетрясений. Выделяется еще одна такая же зона, выходящая на поверхность вдоль северной окраины цепи Кикладских островов [Parazachos, Comninakis, 1977], но в пользу ее существует гораздо меньше доказательств.

Развитие территории Эгейского бассейна в домиоценовое время не отличалось от развития окружающих территорий Греции и Турции. К началу миоцена здесь, вероятно, были сформированы складчатые горные сооружения. В раннем миоцене на отдельных участках начал накапливаться маломощный платформенный чехол. Одновременно закончилась фаза вулканизма, начавшаяся еще в олигоцене. В среднем миоцене—плиоцене осадконакопление происходило в эпиконтинентальных условиях. На этом этапе формировались изометричные структуры, которые только в районе Критской дуги приобретали черты линейности. В середине плиоцена произошло общее дифференцированное поднятие территории Эгейского бассейна и слабое изгибание и размыв накопившихся осадков. В районе о-ва Крит образовались малоамплитудные покровы. В это же время начался новый этап вулканизма, известково-щелочные продукты которого развиты только вдоль Кикладской дуги. В антропогене, а на некоторых участках в позднем плиоцене начался этап дифференцированного быстрого опускания, в результате которого сформировался современный структурный план. Скорее всего, после голоцена произошло обрушение с образованием двух глубоководных котловин: Северо-Эгейской (до 1500 м) и Критской (до 2500 м). Об этом говорит изгиб верхних слоев верхнего комплекса, совпадающий с рельефом дна. Находки на о-ве Крит и островах Эгейского моря ископаемых остатков слонов, оленей и других млекопитающих, позволяющие предположить существование континентальных мостов еще в голоцене [Москаленко, Евсюков, 1975; Kuss, 1973], свидетельствуют о том же.

Вероятнее всего, утонение консолидированной коры и образование глубоководных котловин (Северо-Эгейской и Критской) проходило по механизму обрушения в антропогенное время. Во-первых, об этом говорит возраст образования котловин. Во-вторых, при механизме, связанном с погружением литосферы, в зоне Заварицко-го-Беньофа должно происходить увеличение мощности коры, а в Эгейском море кора уменьшается. И наконец, структуры, развитые в глубоководных котловинах Эгейского моря, являются типично блоковыми и не имеют общих черт со структурами растяжения типа Красноморского рифта. Отличие впадины Эгейского моря от структур Средиземноморья, относимых к раздвиговым, подчеркивалось многими другими исследователями [Hsu, Bernoulli, 1978; и др.].

Альборанский, Алжиро-Прованский, Тирренский, Южно-Адриатический, Ионический и Левантский бассейны рассмотрены в работах А.Л. Яншина и др. [1978, 1980 б, в; Лебедев и др., 1980; Маловицкий, 1978; и др.]. Они граничат с альпийскими складчатыми сооружениями и вместе с тем имеют выход к равнинным территориям древних или молодых платформ. Только Тирренский и Альборанский бассейны со всех сторон окружены альпийскими складчатыми сооружениями. Осадочный чехол рассматриваемых бассейнов существенно меняется по мощности (рис. 65). Максимальные его значения (12 км) отмечаются в Левантском и Южно-Адриатическом бассейнах. В Тирренском, Алжиро-Прованском, Альборанском и Ионическом бассейнах мощность осадочного чехла от 1—2 до 8 км. В осадочном чехле намечаются два крупных структурных комплекса. Нижний слагают породы мезозоя и палеогена, а в отдельных бассейнах (Левантском) в него входят и породы палеозоя. Скважинами вскрыты только самые верхи разреза нижнего комплекса, которые представлены преимущественно песчано-глинистыми породами. Иногда по периферии бассейнов верхняя часть нижнего комплекса по латерали замещается геосинклинальными и орогенными формациями. Мощность отложений нижнего комплекса колеблется от 3—4 (Тирренский бассейн) до 8—10 км (Левантский бассейн).

Верхний структурный комплекс разделяется на три подкомплекса. Нижний из них, очень малоизученный, слагают отложения аквитана, а возможно, в него входят и олигоценовые толщи. Средний структурный подкомплекс состоит из эвапоритовых образований верхнего миоцена (мессинский ярус). Основная часть разреза представлена солью с прослоями глин, алевролитов и песчаников. Мощность среднего подкомплекса 1—1,5 км, но иногда увеличивается до 2—3 км (Левантский бассейн). Верхний структурный подкомплекс слагают глубоководные плиоцен-антропогенные отложения, в центральных частях впадин залегающие согласно на эвапоритах, а на периферии впадин и поднятых блоках трансгрессивно перекрывающие породы более низких горизонтов чехла, а иногда и фундамента. Они покрывают практически непрерывно всю поверхность дна Средиземного моря и представлены глинисто-карбонатными осадками, часто с турбидитовой структурой. В отдельных зонах развиты терригенные образования, связанные с конусами выноса крупных рек. Мощность отложений верхнего структурного комплекса 0,5—1,5 км. Лишь в конседиментационных прогибах периферии бассейнов она увеличивается до 3—4 км.

В отдельных впадинах Средиземного моря широко развиты кайнозойские вулканы. Они детально рассмотрены в работах отдельных исследователей [Милановский, Короновский, 1973; Bellon, Letouzey, 1977; и др.]. Вулканические породы распространены преимущественно в Альборанском, Алжиро-Прованском, Тирренском и Ионическом бассейнах и единично встречаются в других впадинах (вулкан Эратосфен в Левантском бассейне). Большая часть вулканитов относится к нижнему миоцену. Они представлены в основном кислыми разностями и лишь иногда андезитовыми лавами. Более молодой вулканический комплекс распространен практически только в Тирренском бассейне, где он сложен толеитовыми базальтами. Вулканические постройки представляют собой конусообразные подводные горы. Возраст пород оценивается в пределах от 2—3 млн лет до современного. В Восточном Средиземноморье на широких площадях в верхних частях разреза плейстоцена развиты тонкие прослойки туфов с возрастом от 370 до 9 тыс. лет [Cita, Ryan, 1978].

Структура осадочного чехла рассматриваемых бассейнов относительно проста. Слои нижнего комплекса отличаются очень пологим (как правило, в пределах 1°) залеганием и образуют обширные пологие прогибы и впадины, разделенные поднятиями и седловинами. В пределах континентальных и островных склонов глубоководных бас-

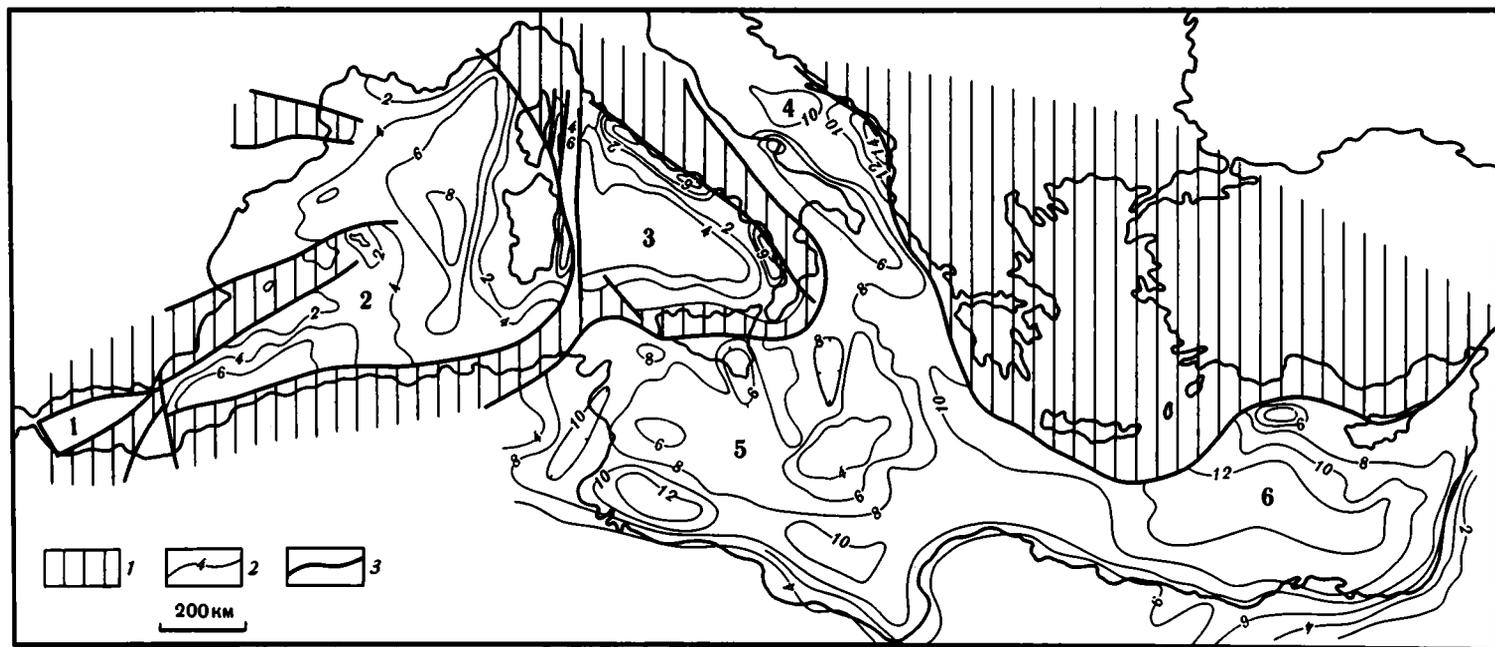


Рис. 65. Схема мощностей осадочного чехла Средиземного моря [Яншин и др., 1978]

1 — области альпийской складчатости; 2 — изопахиты, км; 3 — основные разломы. Цифры на карте — бассейны: 1 — Альборанский, 2 — Алжиро-Прованский, 3 — Тирренский, 4 — Южно-Адриатический, 5 — Ионический, 6 — Левантійский

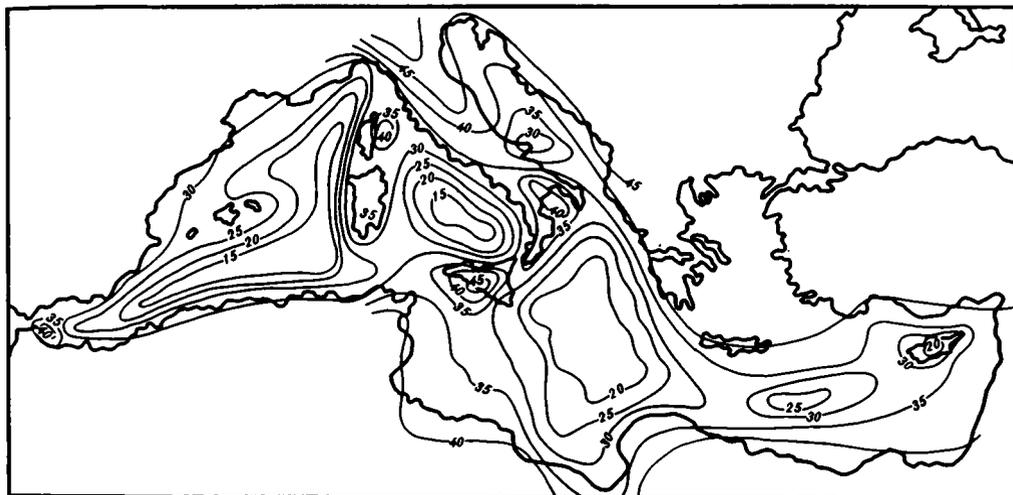


Рис. 66. Схема поверхности Мохоровичича Средиземного моря, км (по Я.П. Маловицкому [1978])

сейнов Средиземного моря наклон слоев нижнего комплекса резко увеличивается (до 10° и более), и отмечается ступенчатое опускание от шельфа к подножию склона, образованное за счет более крутых и более пологих участков. Нижний и средний подкомплексы верхнего комплекса выполняют наиболее прогнутые структуры и выклиниваются чаще всего близ подножия континентальных склонов. В зонах больших мощностей эвапоритов развиты соляные купола разной морфологии. Слои верхнего подкомплекса лежат еще более полого, чем образования нижнего комплекса. Обычно углы наклона измеряются минутами или десятками минут. Иногда слои повторяют изгибы соляных куполов, но вверх по разрезу крутизна наклона быстро уменьшается. Нижняя часть разреза верхнего подкомплекса чаще всего прислоняется к поверхности подстилающего ложа. Такие соотношения видны, как правило, в районах у подножия континентального склона. Исключение составляют Южно-Адриатический бассейн и мульда Наз Ионического бассейна. Слои верхней части разреза верхнего комплекса, как правило, не прислоняются к бортам впадин, а поднимаются вдоль них и приобретают наклон до 10° . Вдоль континентальных склонов распространены флексурно-разрывные зоны, охватывающие весь разрез чехла.

Поверхность Мохоровичича в пределах бассейнов Средиземного моря залегает на относительно небольших глубинах (рис. 66) и характеризуется значениями скоростей продольных волн 7,7–8,2 км/с [Лебедев и др., 1980; Маловицкий, 1978], причем наиболее низкие значения отмечены в пределах глубоководных впадин. Наиболее приподнята она в Тирренском и Алжиро-Прованском бассейнах, где отметки составляют –15 км. От –20 до –30 км колеблется залегание поверхности Мохоровичича в других бассейнах Средиземноморья. Мощность консолидированной коры от 10–15 до 4 км. Минимальные мощности приурочены к центральным частям бассейнов. Детальные сейсмические исследования показали присутствие в верхней части консолидированной коры маломощных горизонтов со скоростями 5,8–6,2 км/с, позволяющие отнести их к “гранитному” геофизическому слою [Лебедев и др., 1980]. Я.П. Маловицкий [1978] приводит целый ряд геологических фактов, которые свидетельствуют о распространении в пределах глубоководных котловин пород “гранитного” слоя.

В пределах современной акватории Средиземного моря консолидация фундамента произошла в докембрийское (восточная часть) и в конце палеозойского (западная часть) времени. Только в краевой части акватории в мезозое и первой половине кайнозоя продолжали развиваться альпийские геосинклинали. В областях домезозойской консолидации на сформированной консолидированной коре началось накопление осадочных чехлов, причем эти территории представляли собой лишь части более обширных плит и платформ.

В конце олигоцена, а на отдельных участках перед олигоценом произошло резкое опускание, охватившее площади, близкие к современным очертаниям бассейнов Средиземноморья. Обрушение создало тектонические котловины, которые в течение почти всего миоцена заполнялись осадками. В мессинский век (конец миоцена) началось накопление эвапоритов, которые отлагались по всей площади акватории Средиземного моря, за исключением выступов фундамента. Солеродные бассейны были более обширными и захватили окраинные части альпийских геосинклиналей.

В конце миоцена—начале плиоцена еще раз произошли кратковременные интенсивные обрушения амплитудой около 1—1,5 км. В результате обрушения возникли отдельные изолированные депрессии, близкие к современным глубоководным впадинам, которые в течение плиоцен-раннеантропогенного времени заполнялись глубоководными осадками. Новый этап кратковременных обрушений наступил в позднеантропогенное время. Обрушения этого этапа охватили более широкие площади, чем предыдущие опускания, а их амплитуда достигала 2,5—3 км. Именно в течение этого времени был создан современный рельеф дна Средиземного моря с его глубоководными котловинами, континентальными склонами и шельфами.

Как видно из приведенного краткого описания группы структур, они представляют собой бассейны, имеющие много общего. Во-первых, все они прошли (или проходят) стадию резкого кратковременного обрушения с образованием глубоких (не обязательно глубоководных) котловин. Во-вторых, все эти структуры характеризуются утоненной консолидированной земной корой и относительно повышенной мощностью осадочного чехла (глубоководного или мелководного). Утонение коры происходит как за счет уменьшения мощности "гранитного" слоя вплоть до его полного уничтожения (Черноморский, Южно-Каспийский и другие бассейны), так и за счет сокращения мощности "базальтового" слоя (Эгейский бассейн). Бассейны имеют еще много более мелких общих черт, но имеют и различия. В частности, не во всех из них известен вулканизм, он распространен только в Тирренском и Эгейском (частично в Альборанском) бассейнах. Однако основные черты сходства прослежены в строении всех бассейнов.

ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ С УТОНЕННОЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРОЙ

Проведенный анализ строения и развития некоторых осадочных бассейнов (Паннонского, Эгейского, Черноморского, Южно-Каспийского, Ионического и др.) позволил выявить целый ряд закономерностей. Прежде всего структуры такого рода широко распространены на поверхности Земли и играют важную роль в процессах тектогенеза. Это дало возможность А.Е. Шлезингеру и А.Л. Яншину [1981] выделить их в отдельный класс структур, соизмеримый с классом спрединговых структур океанов, и противопоставить классу структур внегеосинклиналичного орогенеза.

Для глубоководных бассейнов Средиземного моря Я.П. Маловицкий [1978] предложил обобщающее название "пелагогенные" (рожденные морем) структуры. Однако оно не отражает историю их образования, поскольку ставит следствие впереди причины, так как море заполняло уже готовые формы тектонического рельефа. Б.А. Соколов [1980] называет осадочные бассейны, куда входят и рассматриваемые структуры, "мергегенами" (опусканием рожденные). К сожалению, это название также не раскрывает основное их свойство — кратковременность образования. Вместе с тем, поскольку структуры такого рода широко распространены, для них необходимо какое-то обобщающее название. Если учесть, что все они прошли (или проходят) стадию резкого кратковременного обрушения или быстрого опускания, предлагается называть их "лабигенными" (от латинских слов *labes* — провал + *genus* — происхождение). Этот термин отражает главную особенность образования структур и к тому же достаточно благозвучен.

Исследованиям лабигенных структур посвящено большое количество работ. Предпринимались попытки их классификации. В частности, Е.Д. Сулиди-Кондратьев и

В.В. Козлов [1979, 1980; Сулиди-Кондратьев и др., 1980] наметили стадии формирования глубоководных впадин Средиземноморья и установили эволюционный ряд в их развитии. Авторы при определении стадий исходили из состояния земной коры, изменившегося при подъеме астеносферы и кровли мантии, который вызвал разуплотнение коры. В результате рассмотрения большого количества материалов в Средиземноморье они выделили пять стадий: 1) утонения континентальной коры (Альборанская впадина); 2) дифференцированной деструкции континентальной коры (впадина Эгейского моря); 3) общей деструкции континентальной коры (Тирренская впадина); 4) завершения деструкции континентальной коры (вероятно, Ионическая впадина); 5) стабилизации субокеанической коры (Алжиро-Прованская впадина).

Однако намеченная стадийность носит слишком общий характер и малоприменима к лабигенным структурам на континентах. Кроме того, в этой схеме нет увязки с геологическими структурами в приповерхностной части коры, а если ее произвести, то получится, что каждой стадии изменения земной коры отвечает образование на поверхности абсолютно одинаковых структур.

Большие разногласия вызывает вопрос о происхождении лабигенных структур. Существуют три основные точки зрения. Первая из них предполагает, что механизм образования бассейнов связан с глубинными процессами преобразования континентальной коры в океаническую. Ряд исследователей рассматривают глубоководные бассейны как реликтовые структуры с первичной океанической корой. Другая группа считает лабигенные структуры новообразованными, возникшими за счет раздвига континентальной земной коры. Последняя точка зрения особенно поддерживается в последние годы в связи с развитием гипотезы тектоники литосферных плит. Особое место в этих построениях занимает Эгейский бассейн, поскольку он сходен по своему положению с окраинными морями запада Тихого океана. Многие [Angelier, 1978; Dewey et al., 1979; Jacobshagen et al., 1978; и др.] считают, что, претерпев длительную домиоценовую историю развития, территория современной Эгейской впадины послужила ареной столкновения Европейской и Африканской плит с погружением последней по зоне Беньофа. В результате этих процессов площадь подверглась растяжению, оцениваемому до 50% [Sengör, 1979], вызвавшему образование современных глубоководных впадин Эгейского моря. С этими же процессами связан и вулканизм, центры которого расположены примерно там, где зона Беньофа достигает глубины около 150 км. Относительная скорость сближения двух литосферных плит оценивается для Эгейского моря в 2,6–3 см/год [Richter, Strobach, 1978].

Критический обзор перечисленных точек зрения дан в работах А.Л. Яншина с соавторами [1977а; Артюшков и др., 1979, 1980]. Они подчеркивали невозможность создания при растяжении изометрических форм, сохранения ненарушенного платформенного чехла и т.д. К этому можно добавить, что осадочный чехол в Красном море, являющимся тектонотипом рифта, образует очень небольшие структуры типа грабенов, расположенные на гребнях уступов, возникших в результате постепенного раздвига коры [Монин и др., 1980]. Структур такого типа в лабигенных бассейнах не наблюдается.

Лабигенные структуры имеют четыре основных признака, повторяющихся во всех без исключения бассейнах: 1) они все изометричны, что отличает их от рифтовых структур; 2) им присуща высокая скорость осадконакопления, приводящая к образованию мощного осадочного чехла (не менее 1 км, а чаще — значительно больше), накопившегося за относительно короткое время; 3) все бассейны этого класса характеризуются утоненной консолидированной земной корой; 4) во всех из них имеется повышенный по сравнению с окружающими территориями тепловой поток.

Вместе с тем в вещественном составе осадочного чехла лабигенных структур, в соотношении чехла с подстилающими комплексами, в тектонической природе последних существуют значительные различия, которые позволяют разделить лабигенные структуры на типы.

В осадочном чехле лабигенных структур существует собственно бассейновый комплекс, во время накопления которого и формировалась структура бассейна. Он выполняет преимущественно пологие изометричные впадины и мульды, разделенные поднятиями и седловинами. Накопление бассейнового комплекса может происходить в различных условиях. Наиболее часты случаи, когда при кратковременном обрушении формируется глубокая котловина, которая заливается водой, а затем заполняется глубоководными осадками. Такие условия существовали при образовании Черномор-

ского, Левантийского и других бассейнов. Причем импульсы обрушений могли повторяться по нескольку раз. В этих бассейнах широко распространены структуры прислонения. Другой случай представлен в Паннонском бассейне, где в эпиконтинентальных условиях происходило быстрое опускание, компенсировавшееся мощными осадками. Иногда оно прерывалось. Здесь образовавшиеся структуры были конседиментационными. Близкие условия существовали в Эгейском бассейне на протяжении плейстоцена и начала голоцена. Только в середине голоцена они сменились глубоководной обстановкой. Наконец, возможен вариант, когда при обрушении образуется бассейн, но в силу специфики физико-географической обстановки он заполняется только маломощными фациями и долгое время остается некомпенсированным. Позднее после изменения физико-географической обстановки он заполняется мощными осадками. Примером такого типа структур может служить средне-позднепалеозойский Прикаспийский бассейн, описанный в ряде работ [Кириухин и др., 1980, 1981; Яншин и др., 1979].

Бассейновый комплекс в разных структурах подстилает различные образования. Это может быть платформенный чехол, например, в Левантийском, Ионическом и других бассейнах. В этих структурах несогласие в подошве бассейнового комплекса очень незначительно и лишь изредка превышает первые градусы.

В ряде случаев основанием бассейнового комплекса служат орогенные образования (Паннонский, Эгейский, скорее всего, Южно-Каспийский бассейны). При этом наряду с орогенными комплексами, представленными молассами и вулканитами, могут присутствовать отложения чехлов, покрывающих ранее консолидированные блоки. Примером может быть Паннонский бассейн, где в донеогеновом основании присутствуют как геосинклинальные структуры, сложенные палеогеновым флишем, так и структуры типа срединных массивов, покрытых маломощным чехлом осадков того же палеогенового возраста, по характеру близких платформенным.

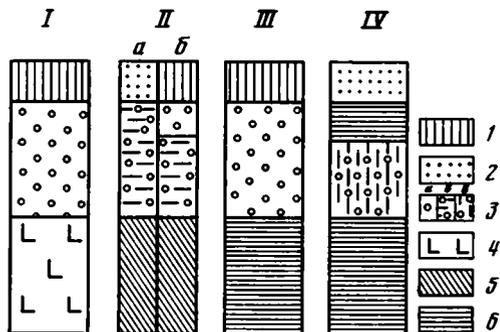
Орогенный комплекс выполняет различные структуры, на которых закладывается собственно бассейн. В Паннонском бассейне они представлены межгорными грабенами, тыловыми прогибами, вулканическими поясами. Близкие тектонические элементы развиты в добассейновом миоцен-плиоценовом комплексе Эгейского бассейна. Они известны по периферии ряда других бассейнов (Тирренского, Южно-Адриатического и т.д.). При наличии в основании бассейнового комплекса орогенных образований угловое несогласие между ними резко меняется по площади. В центральных частях отрицательных структур оно невелико, а на всех остальных площадях может достигать очень больших величин.

Иногда бассейновый комплекс залегает непосредственно на складчатом фундаменте, например на северо-востоке Черноморского бассейна, местами в Паннонском бассейне. В этих случаях выше- и нижележащие комплексы разделены резким несогласием, повсеместно достигающим десятков градусов. Обычно такие соотношения возникают при наличии огромного среза, предшествующего образованию бассейна. Предполагают, что подъем территории Черноморского бассейна за палеогеновый период обеспечил размыв осадков мощностью около 6 км, особенно усилившийся в конце эоцена, а в начале олигоцена произошло кратковременное обрушение с созданием глубокой депрессии. Как правило, при наличии предшествующего среза образуется максимальный по амплитуде провал.

Таким образом, могут быть выделены различные типы лабигенных структур (рис.67). К I типу относятся Черноморский и Алжиро-Прованский бассейны. В них на складчатом фундаменте залегают глубоководные отложения, и в настоящее время им отвечают глубоководные котловины. Паннонский и Эгейский (очевидно, и Южно-Каспийский) бассейны характеризуются наличием в основании бассейнового комплекса орогенных образований и относятся ко II типу. Собственно бассейн создан за счет быстрых опусканий, и только на последнем этапе в Эгейском и Южно-Каспийском бассейнах произошло обрушение с созданием глубоководных котловин. Это, а также современное состояние (суша – в Паннонском и глубокое море – в Эгейском и Южно-Каспийском бассейнах) позволили выделить два подтипа. Вероятно, глубоководная стадия не может возникнуть сразу вслед за орогенной. Для ее образования необходима какая-то подготовка. В частности, в Эгейском бассейне это была кратковременная стадия быстрого опускания в эпиконтинентальных условиях. Наиболее широко распространен III тип: к нему относится большинство бассейнов Средиземного моря (Альборанский, Ионический, Левантийский, Тирренский). В них основанием глубоковод-

Рис. 67. Типы лабигенных структур

1, 2 — современное состояние: 1 — глубоководная котловина, 2 — суша, шельф; 3 — лабигенный этап (обрушения или быстрого опускания): а-в — осадконакопление: а — глубоководное морское, б — эпиконтинентальное, в — глубоководное депрессионное некомпенсированное; 4-6 — комплексы: 4 — консолидированной коры, 5 — орогенные, 6 — платформенные. Типы бассейнов: I — Черноморский; IIa — Паннонский, IIб — Эгейский; III — Левантйский; IV — Прикаспийский



ных осадков бассейна служит платформенный чехол, а в современном состоянии они все представляют собой глубоководные котловины. Наконец, IV тип представлен Прикаспийским средне-позднепалеозойским бассейном с платформенным чехлом в основании, но с некомпенсированным осадконакоплением во время его развития. Этот бассейн затем опять вступил в стадию развития такого типа платформенных структур, которые В.С. Журавлев [1972] называл экзогональными впадинами.

Этапы обрушения или опускания, с которыми связано образование наблюдаемой формы и глубины лабигенных структур, разновременны: верхний миоцен-антропоген — Паннонский бассейн, голоцен — Эгейский бассейн, палеозой — Прикаспийская впадина и т.д. Следовательно, лабигенные бассейны не являются особенностью какого-либо узкого временного интервала. Они достаточно широко распространены по всему геологическому времени. Возможно, существует связь между образованием лабигенных структур и геосинклинальным процессом, но для ее доказательства требуется рассмотрение более обширного материала как по площади, так и по времени.

Лабигенные структуры характеризуются различным типом строения консолидированной земной коры при общей ее утоненности. В Паннонском, Эгейском бассейнах выделены и "базальтовый" и "гранитный" слои. Причем если "базальтовый" слой утонен, то "гранитный" практически не изменен. В остальных бассейнах на больших площадях предполагается распространение "гранитного" слоя небольшой мощности при общей толщине консолидированной коры до 4-6 км. В некоторых структурах (Черноморский, Южно-Каспийский бассейны) существуют изометричные области с полным отсутствием "гранитного" слоя, а осадочный чехол в них залегает прямо на "базальтовом" слое. "Базальтовый" слой в Левантйском, Черноморском и других бассейнах утонен по сравнению с окружающими территориями. Следовательно, и по внутреннему строению консолидированной коры лабигенные структуры отличаются друг от друга. Эти различия, как будет показано ниже, вероятно, связаны с процессами их происхождения.

Образование лабигенных структур связывается с аномальной мантией, которая подходит к подошве литосферы и затем поднимается в виде мантийного диапира.

Разогретая аномальная мантия подошла к поверхности Мохоровичича на территории Паннонского бассейна, очевидно, уже в позднем олигоцене. В раннем миоцене подъем диапира привел к воздыманию и растрескиванию донегеновой консолидированной коры этой области. Основная линия разрыва проходила примерно по центру наиболее приподнятого участка территории с юго-запада на северо-восток. К ней приурочены вулканические излияния, в результате которых накопились преимущественно кислые по составу породы. Магматические камеры находились внутри гранитно-метаморфического слоя, который был прогрет достаточно для выплавления кислых магм. По периферии территории Паннонского бассейна на участках более холодной литосферы образовывались интенсивно погружающиеся линейные грабенообразные структуры, заполнявшиеся материалом, сносимым преимущественно с поднятых участков.

В среднем-позднем миоцене, когда в результате дальнейшего поднятия мантийного диапира температура в земной коре еще повысилась, центральная часть территории бассейна сохранила высокое стояние. Вулканизм сместился к окраинным участкам. Основные очаги располагались уже ниже, чем на предыдущем этапе (вероятно, на грани-

це "базальтового" и "гранитного" слоев), и основным материалом для излияний служили андезитовая и, частично, липаритовая магмы. Именно здесь, по-видимому, происходил максимальный прогрев коры. Возможно, его локализация на окраинах территории вызвана растеканием верхней части диапира от центра в стороны. Растекание у подошвы коры могло послужить причиной образования покровов в окружающих складчатых сооружениях. Одновременно в нижней части консолидированной коры начались фазовые переходы [Артюшков, 1979; Артюшков и др., 1979, 1980], которые в поверхностных условиях реализовывались резкими опусканиями, приведшими к созданию небольших по размерам лабигенных структур.

В конце миоцена $P-T$ -условия в коре в результате дальнейшего поднятия мантийного диапира достигли оптимальных параметров для фазовых переходов нижней части консолидированной коры.

К этому времени на территории Паннонского бассейна, как и в других лабигенных структурах, поверхности Мохоровичича на геофизических профилях отвечает, по-видимому, кровля эклогитизированной части "базальтового" слоя. Это предположение уже более 20 лет назад было высказано С.И. Субботиным [1960]. Поверхность Мохо здесь, вероятно, является границей различного физического состояния вещества, а не разделом пород разного химического состава.

За счет фазовых переходов в низах коры в верхней ее части происходило интенсивное, компенсировавшееся осадками опускание и формирование Паннонского бассейна. В конце плиоцена—начале плейстоцена в результате общего прогрева была расплавлена нижняя часть земной коры и произошли излияния базальтовых магм, очаги которых были, скорее всего, расположены в самых низах "базальтового" слоя и в верхней мантии. Излияния были невелики по объему, поскольку кора оставалась достаточно мощной (до 15–20 км). Кроме того, возможно, не было подхода новых горячих масс, и температура плавления базальтов в низах коры сохранялась очень короткое время.

Е.В. Артюшков [1979; Артюшков и др., 1979, 1980] разработал следующую модель физико-химических изменений земной коры. В нижней части консолидированной коры при температуре около 800°C на поверхности Мохо (при повышении давления или катализе реакций фазового перехода температура может понижаться) происходят фазовые переходы базальтов в эклогит (или гранатовый гранулит), возникающие вследствие подхода разогретой аномальной мантии. В этом случае поверхность Мохо на геофизических профилях начинает проводиться по кровле эклогитизированной части базальтового слоя, а кора, лежащая выше поверхности Мохо, утоняется.

При превращении базальта в более тяжелый эклогит происходит уменьшение объема породы на 10–12%, что неизбежно приводит к началу прогибания поверхности. При определенных термобарических условиях происходит отрыв тяжелых эклогитизированных пород от земной коры и погружение их в разогретую аномальную мантию. В этом случае прогибание в приповерхностной части усиливается и может привести к обрушению с образованием глубоководного бассейна, в котором более молодые осадки, заполняющие структуру и залегающие практически горизонтально, прислоняются по ее окраинам к флексуорообразно изогнутым или оборванным разломами более древним слоям. Накапливающиеся осадки или даже морская вода приводят к нарушению изостатического равновесия. Под их влиянием прогибание усиливается.

Возможно, в разнице температур на поверхности Мохоровичича заключается причина того, что в разных лабигенных структурах идет или обрушение, или быстрое прогибание. В Черноморском, Левантийском и других бассейнах значения температур оцениваются примерно в 800°C , т.е. там существуют оптимальные условия для развития фазовых переходов и как следствие — мощные обрушения. В Паннонском, Эгейском бассейнах температура на поверхности Мохо составляет около 1000°C , а следовательно, плотность вновь образованного эклогита меньше, соответственно и прогибание выражено в быстром погружении. Первопричина различных температурных состояний верхней мантии, по мнению Е.В. Артюшкова, заключается в подходе неодинаковых масс разогретой аномальной мантии во время предыдущих этапов: платформенного, орогенного и т.д.

В предложенной схеме наибольшие трудности вызывает объяснение отсутствия или резкого сокращения "гранитного" слоя. Как показывают петрологические исследования, вещественный переход пород "гранитного" слоя в "базальтовые" невозможен. Е.В. Артюшков [1979] приводит три случая изменения "гранитного" слоя: 1) при

полном отрыве переработанного "базальтового" слоя аномальная мантия приходит в контакт с "гранитным" слоем, в котором пройдут реакции гранулитовой фации метаморфизма, и он приобретет геофизические свойства (плотность и др.) "базальтового" слоя; 2) те же причины могут вызвать закрытие трещин в "гранитном" слое, что вызовет увеличение скорости упругих волн до значений "базальтовых"; 3) "гранитный" слой мог вообще отсутствовать или быть столь малой мощности, что не улавливается современными геофизическими методами. Кроме того, возможным является срезание "гранитного" слоя или захват отрывающимся эклогитом отдельных его блоков с последующим погружением в аномальную мантию.

В настоящее время не известны случаи залегания "гранитного" слоя непосредственно на мантии, что делает проблематичным возможность его изменения на контакте с горячей аномальной мантией. Петрологическими исследованиями доказана нереальность вещественного перехода пород "гранитного" слоя в "базальтовые". Срезание мощного "гранитного" слоя вместе с осадками, лежащими на нем, также представляется очень сложным. Таким образом, проблема "гранитного" слоя остается нерешенным вопросом гипотезы фазовых переходов.

Рассмотренная схема формирования Паннонского бассейна (с позиций изменения земной коры) и других близких бассейнов позволяет утверждать, что своим происхождением лабигенные структуры обязаны прежде всего вертикальным движениям земной коры. Различия предлабигенного развития и термобарических условий в консолидированной коре предопределили отличные друг от друга типы лабигенных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы позволяют по-новому оценить строение, историю развития и место Паннонского бассейна в ряду других тектонических структур. Паннонский бассейн, который является своеобразной структурой в Средиземноморском поясе, может служить континентальным тектонотипом класса лабигенных структур. Из проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Паннонский неоген-антропогеновый бассейн заложен на гетерогенном основании. Высказываемые ранее точки зрения о том, что в его основании залегает древний докембрийский срединный массив, не подтвердились. Территория бассейна претерпела длительную историю развития, в которой перемежались эпохи растяжения и сжатия, происходило геосинклинальное и орогенное развитие и накопление чехлов, близких к платформенным. Через центральную часть территории Паннонского бассейна проходил Дебреценский флишевый трог, смятие пород которого в альпинотипные складки произошло в предмиоценовое время. Те же процессы имели место в окружающих складчатых сооружениях Карпат. Отложения донеогенового осадочного чехла осложнены германотипными складками, а местами и тектоническими срывами. Имеются отдельные блоки (Виллань-Бихорский и др.), сохранившие жесткость с докембрийского времени. Окончательную стабилизацию территория Паннонского бассейна приобрела к концу олигоцена.

2. Детальный структурный анализ позволил выявить крупное несогласное залегание, расположенное в подошве паннонского яруса. Оно устанавливается практически на всей территории бассейна и не прослеживается только в наиболее прогнутых частях отрицательных структур. Несогласие отражает главный структурный перелом в развитии рассматриваемого района.

3. В неоген-антропогеновом развитии территории Паннонского бассейна выделены два крупных этапа, отличных по своей тектонической природе. Ранний из них охватывает ранний—поздний (допаннонский) миоцен. В это время создавались преимущественно линейные конседиментационные отрицательные структуры, борта которых часто осложнены разломами. Очень характерными для него являлись тыловые прогибы, расположенные по периферии бассейна и приближенные к тыловым частям покровов, развитых в пределах окружающих складчатых областей. Как правило, все линейные структуры раннего этапа наследовали простирающие крупные разрывные нарушения, проявившиеся в донеогеновое время. Состав осадков, выполняющих отрицательные структуры нижнего—верхнего (допаннонского) миоцена, очень пестрый. В отдельных из них происходили резкие литологические фациальные переходы. Одновременно с отрицательными структурами существовали обширные изометричные поднятия, на которых отложения либо не накапливались вообще, либо накапливались, но очень мало. Такие области поднятий преимущественно охватывали территории, в пределах которых широко развиты докембрийские комплексы, лишь частично перекрытые донеогеновым осадочным чехлом. Возможно, что уже в это время началось поднятие мантийного диапира, с которым связано формирование специфических структур, нехарактерных для орогенного этапа. В них осадки заполняют ранее созданные тектонические формы.

Во время раннего этапа развития Паннонского бассейна активно проявлялась вулканическая деятельность. Вулканические комплексы миоцена в целом имеют линейное распространение. Нижний, представленный исключительно кислыми разностями пород, протягивается поперек бассейна с северо-востока на юго-запад. Он заполняет вулканический грабен. Средний вулканический комплекс, простирающийся примерно параллельно дуге Карпат, на севере бассейна отстоит на достаточно большом расстоянии от нее, а на востоке примыкает непосредственно к ней. В нем присутствуют породы как среднего, так и кислого составов, сложно перемежающиеся между собой.

Структурные особенности, вещественный состав осадочных и вулканических образований нижнего—среднего (допаннонского) миоцена позволяют отнести весь ранний этап развития к орогенному. Он характеризовался ростом и становлением континентальной коры, наиболее интенсивным в зонах максимального скупивания [Пейве и др.,

1980]. Во время орогенного этапа образовались наложенные, часто резко несогласно, сложно построенные межгорные впадины, заполненные субазральными эффузивами в парагенезе с верхней молассой.

4. Позднемиоцен (панноско-) антропогеновый этап развития Паннонского бассейна по своим признакам резко отличается от предыдущего. Для него характерно создание крупных изометричных структур, заполненных мощными толщами осадков преимущественно озерного происхождения. Структурный план паннона—антропогена изменился по сравнению с допаннонским. Интенсивность прогибания во время этого этапа резко усилилась. Именно тогда был создан Паннонский бассейн в его современном виде. Позднемиоцен (панноско-) антропогеновый этап сопровождался проявлением маломощного базальтового вулканизма, который развиг по всей площади бассейна и не образует каких-либо линейных структур. Наиболее характерным его признаком является очень быстрое прогибание.

5. В настоящее время земная кора Паннонского бассейна утонена в основном за счет "базальтового" слоя. Как следует из рассмотрения донеогеновой и раннемиоценовой истории развития, к началу миоцена (или к концу раннего миоцена) территория Паннонского бассейна должна была иметь относительно мощную земную кору. Возможно, увеличение ее мощности и консолидация продолжались на отдельных участках вплоть до среднего миоцена, поскольку в это время продолжался орогенный этап развития. Вероятно, к началу миоцена она имела мощность не менее 35—40 км. Следовательно, за неоген-антропогеновое время произошло уменьшение мощности на 10—15 км. Так как мощность "гранитного" слоя оставалась практически постоянной на всей площади бассейна, утонение происходило за счет "базальтового" слоя. Наличие небольших по размерам лабигенных структур в ранне-среднемиоценовое время позволяет предположить, что на локальных участках консолидированная земная кора утонялась уже на орогенном этапе развития. Иными словами, в процессе развития земной коры не существует резких катастрофических границ, а две основные формы существования коры — становление и деструкция—связаны взаимными переходами. Основное ее утонение на территории Паннонского бассейна произошло в позднемиоцен (панноско-) антропогеновое время.

6. Паннонский бассейн очень близок по своим характеристикам к глубоководным впадинам Средиземноморья и образует вместе с ними особый класс лабигенных структур. Прежде всего об этом свидетельствует сходное строение земной коры в этих структурах (утонение), наличие мощных осадочных толщ и другие признаки. Различия в генезисе и составе бассейнового комплекса и подстилающих его пород позволили выделить четыре типа лабигенных структур. Для каждого из них характерны свои особенности при соотношении бассейнового и подстилающего комплексов.

Лабигенные бассейны не являются особенностью узкого временного интервала. Они достаточно широко распространены в широком диапазоне геологической истории.

Образование лабигенных структур вызвано процессами, происходящими в верхней мантии. Для объяснения механизма их образования в работе применяется физико-химическая модель преобразований глубинных частей земной коры и мантии, разработанная Е.В. Артюшковым [1979], хотя она имеет свои недостатки. Различия в образовании разных типов лабигенных структур вызваны скорее всего неодинаковыми термобарическими условиями на границе кора—мантия.

Лабигенные структуры по характеристике глубинных горизонтов земной коры очень сходны с рифтами, однако в поверхностном выражении очень от них отличаются. Вопросы сходства и различия лабигенных и рифтогенных структур пока еще детально не рассматривались, однако можно предположить, что они являются разным выражением мантийного диапиризма в верхней части земной коры. В случае лабигенных структур преобладают вертикальные движения, а рифтогенных — горизонтальные. Различное воздействие мантийного диапира на консолидированную земную кору может быть вызвано ее разными реологическими свойствами либо какими-то процессами в верхней части мантийного диапира, о которых в настоящее время можно судить только предположительно.

Структуры типа Паннонского бассейна несомненно играли важную роль на разных этапах развития земной коры. Поэтому следует продолжать их изучение, которое возможно только при условии комплексного подхода, т.е. максимального использования как геологических, так и геофизических факторов.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Афанасьев Г.М.** и др. Позднеплиоценовая микрофауна в красноцветных галечниках Закарпатья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 67–73.
- Артаменко В.И., Маловицкий Я.П.** Придонная геотермическая съемка — новый метод морской разведочной геофизики // Тез. докл. 1 Съезда сов. океанологов. М.: Наука, 1977. Вып. 3; Геол. морей и океанов. С. 36–38.
- Артюшков Е.В.** Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Артюшков Е.В., Лебедев Л.И., Маловицкий Я.П.** и др. Осадочные чехлы и механизмы образования глубоководных бассейнов внутренних морей // Тектоника: Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980. С. 89–95.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.П.** Причины вертикальных движений земной коры // Природа. 1979. № 10. С. 2–10.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Конечны В., Лекса И.** Геохронология вулканических и интрузивных пород неогена Средней Словакии (в свете радиологических и геологических данных) // Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1977а. С. 47–59.
- Багдасарян Г.П., Славик Я., Гукасян Р.Х., Ваш Д.** Геохронология неогена Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977б. № 2. С. 62–72.
- Баженов М.Л., Буртман В.С.** О природе северной дуги Карпат // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 3. С. 681–685.
- Балла З.** Проблема неогеновых вулканитов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе // Геотектоника. 1981. № 3. С. 79–93.
- Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В.** Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранитогнейсовых массивов Альпийской складчатой области // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 117–136.
- Белостоцкий И.И.** Некоторые вопросы кинематики и динамики шарьяжей // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 85–105.
- Беляевский Н.А.** Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Безр М.А.** Особенности геодинамики Карпато-Динарского региона // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 146–155.
- Безр М.А., Щукин Ю.К.** Эволюция Карпато-Динарской системы с позиции тектоники плит // Материалы 11 Конгр. Карпато-Балканской геол. ассоциации. Киев: Наук. думка, 1977. С. 85–86.
- Вадас Э.** Геология Венгрии. М.: Мир, 1964. 532 с.
- Вассович Н.Б.** О понятии и термине "осадочные бассейны" // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 4. С. 5–9.
- Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.** Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 267 с.
- Вольвовский И.С., Шлезингер А.Е.** Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин в структуре земной коры // Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975. С. 44–64.
- Вялов О.С.** Сводный очерк стратиграфии неогена западных областей УССР // Материалы 10 Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Секц. 1. Bratislava, 1974. С. 15–17.
- Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей.** М.: Недра, 1979. 185 с.
- Геология СССР.** Т. 48: Карпаты. Ч. 1.: Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 540 с.
- Глушко В.В.** Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 198 с.
- Годовой отчет Венгерского геофизического института им. Р. Этвеша за 1972 г.** Budapest ELGI, 1973. 161 с.
- Гончарук А.Ф., Коптюх Ю.М., Науменко В.В.** Взаимосвязь неогеновых структур, вулканизма и оруденения Закарпатья // Геол. журн. 1976. Т. 36, вып. 6. С. 18–27.
- Довгаль Ю.М.** О принципах выделения и классификации срединных массивов // Геол. журн. 1977. Т. 37, вып. 4. С. 69–75.
- Драгашевич Т.** Результаты комплексного исследования земной коры в Югославии // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977. С. 185–193.
- Едельштейн О., Рэдуц М., Фотополоц С.** и др. Об особенностях развития неогенового вулканизма в горах Оаш-Вэратек // Материалы 11 Конгр. Карпато-Балканской геол.

логической ассоциации. Киев: Наук. думка, 1977. С. 112—114.

Экспедиция "А": Морской неоген в Австрии и Чехословакии. Братислава, 1975. 183 с.
Журвалев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 324 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232).

Затопляк А. Геофизический синтез на основе результатов ГСЗ, проведенного на территории ЧССР и Средней Европы // Структура земной коры и верхней мантии по данным сейсмич. исслед. Киев: Наук. думка, 1977. С. 19—28.

Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлеингер А.Е., Яншин А.Л. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Ст. 1: Строение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 6. С. 40—53.

Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлеингер А.Е., Яншин А.Л. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Ст. 2: Развитие и нефтегазоносность // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 2. С. 29—39.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 207 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).

Кожвешников А.В. К стратиграфии антропогенных отложений бассейна р. Тисы // Очерки по геологии Советских Карпат. М.: Изд-во МГУ, 1966. Вып. 1. С. 132—150.

Копп М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенных поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 2. С. 14—28.

Короновский Н.В. К проблеме игнибритов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 1, вып. 5. С. 106—120.

Кропоткин П.Н. Тектоническое развитие Средиземноморья в свете геофизических данных // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 99—104.

Лазаренко Э.А., Гнилко М.К., Зайцева В.Н. Металлогения Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. 246 с.

Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 110 с.

Лебедев Л.И., Меловицкий Я.П., Муратов М.В. и др. Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 22—39.

Леонов М.Г. Палеотектоническая эволюция Пьенинского утесового пояса (Карпаты) // Пробл. стратиграфии и истории геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 104—115.

Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука, 1976. 224 с.

Макаров Н.Н., Лейе Ю.А. Глубинные отторженцы коры и мантии из покрова андезито-базальта хребта Великий Шоллес в Закарпатье // Материалы 11 Конгр. Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев: Наук. думка, 1977. С. 266—267.

Малеев Е.Ф. Неогенный вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 1964. 312 с.

Меловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Н.С. Шатского, А.А. Богданова и др. М.: ГУГК, 1962.

Меннер В.В., Невеская Л.А., Габуния Л.К., Носовский М.В. Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 1, вып. 5. С. 8—19.

Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогенный магматизм и оруденение Закарпатья // Пробл. тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1974. Т. 2. 213 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.

Монин А.С., Зоненшайн Л.П., Литвин В.М., Сорохтин О.Г. О структуре Красноморского рифта // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 5. С. 1198—1202.

Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. Осадочные бассейны Критско-Родосской островной дуги // Гидрогеол. и геол. исслед. Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975. С. 177—181.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 315 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).

Муратов М.В., Яншин А.Л. Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океанов // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 5—12.

Наместников Ю.Г., Викторов Д.Н., Левин А.И. и др. Нефтегазоносные бассейны социалистических стран Европы // Обзор: Геологические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М.: ВИЭМС, 1977. 45 с.

Нефтегазоносные бассейны социалистических стран Европы и республики Куба / Под ред. В.В. Семенович, Ю.Г. Наместникова. М.: 1981. 400 с.

Николаев В.Г. Неогеновые тыловые прогибы периферии Паннонского бассейна // Докл. АН СССР. 1979а. Т. 245, № 4. С. 915—917.

Николаев В.Г. Строение неогеново-антропогенного чехла Паннонского бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979б. Т. 54, вып. 6. С. 45—55.

Николаев В.Г. Неогеновые вулканиды северо-восточной части Паннонского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 36—43.

Николаев В.Г., Поляк Б.Г. Энергетический эффект кайнозойского вулканизма в Паннонском бассейне // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 4. С. 923—927.

Николаева Е.Я., Пустильников М.Р., Шлеингер А.Е. Структура осадочного чехла северо-западной части Черноморского глубоководного бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 3. С. 3—16.

Ончешку Н. Геология Румынской Народной Республики. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 520 с.

Очерк геологии Польши. М.: Недра, 1968. 310 с.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное размещение глубинных разломов: Ст. 1. Главнейшие

типы глубинных разломов. //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90—105.

Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др. Тектоника Северной Евразии: Объясн. зап. к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1980. 220 с.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) //Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—23.

Пикард М., Хай Л.Р., мл. Критерии распознавания пород озерного происхождения // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. С. 141—188.

Пишванова Л.С. Сопоставление венгерского миоцена с миоценом западных областей УССР по микрофауне //Палеонтол. журн. 1971. № 8, вып. 2. С. 83—90.

Рэдупеску Д.П. Вулканы сегодня и в геологическом прошлом. М.: Недра, 1979. 255 с.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и ранне-меловое время. Л.: Недра, 1967. 360 с.

Свириденко В.Г. Тектоническое районирование донеогенового фундамента Закарпатского прогиба //Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1976. № 15. С. 38—43.

Свириденко В.Г. Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Панноно-Динарскому региону: Критический обзор // Геотектоника. 1978. № 1. С. 94—105.

Сеймов В.Н. Глубинное строение юга СССР. М.: Недра, 1980. 228 с.

Славик Я., Багдасарян Г.П., Каличек М. и др. Радиометрические возрасты вулканических пород Вигорлата и Сланских гор. Miperalia slovasa, 1976, гоф. 8, р. 319—334.

Славин В.И. О срединном Паннонском массиве Карпат //Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1958. № 5/6. С. 31—44.

Соболев В.С., Костюк В.П., Бобривич А.П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 480 с.

Соболев С.В. Физико-петрологические процессы в коре и мантии, приводящие к вертикальным движениям континентальной литосферы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 26 с.

Сokolov Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 243 с.

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Строение и возраст основания земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы //Геотектоника. 1980. № 1. С. 17—29.

Справочник по тектонической терминологии. М.: Недра, 1970. 582 с.

Строение земной коры и верхней мантии юго-восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.

Субботин С.И. О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры //Структура земной коры и деформация горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 39—49. (Докл. сов. геол. на 21 сес. МГК).

Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Новообразованные субокеанические впадины и геодинамика Средиземноморья //Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 12. С. 38—43.

Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса //Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 40—49.

Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Кузнецов Ю.Я. Субокеанические впадины и вулканические дуги Средиземноморья //Тектоника, геология альпид "тетисского" происхождения. М.: Наука, 1980. С. 206—211.

Тектоника Евразии: Объясн. зап. к тектонической карте Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.

Тектоника Европы: Объясн. зап. к междунар. тектонической карте Европы. М.: Наука: Недра, 1964. 364 с.

Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. 588 с.

Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л.: Недра, 1970. 306 с. (Тр. НИЛЗарубежгеологии; Вып. 20).

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000 /Под ред. акад. А.Л. Яншина. М.: ГУГК, 1966.

Тектоническая карта Карпато-Балканской горной системы и прилегающих областей. Масштаб 1:1 000 000 /Под ред. М. Магель: Братислава, Геол. ин-т им. Д. Штура, 1973.

Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).

Терентьев Е.В. Палеогеновый буроугольный бассейн северо-запада Венгрии //Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1964. № 10. С. 67—74.

Толстой М.И., Маляко В.Г., Гасанов Ю.Л., Остафийчук И.М. Схема орогенного вулканизма Карпат и Паннонского массива //Геол. журн. 1976. Т. 36, № 5. С. 84—97.

Труды 6-го Конгр. регионального комитета по стратиграфии Средиземноморского неогена. Т. 2. Братислава, 1976. 210 с.

Фюлеп Й., Югович Л., Сентеш Ф. и др. Геология Задунайского Среднегорья //Материалы 9 Конгр. Карпато-Балканской геологической ассоциации. Будапешт: Изд-во Венгерского геол. ин-та. 1969. 56 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.

Хаин В.Е., Безр М.А., Бызова С.Л. и др. Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях) //Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1977. № 3. С. 3—20.

Чекунов А.В. Паннонско-Вольнский поперечный прогиб в Восточных Карпатах. Киев: Наук. думка, 1970. С. 17—29. (Геофиз. сб. АН УССР; Вып. 37).

Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 174 с.

Чумяков И.С., Нуберян Ю.А. О распространении соленосных отложений мессинского яруса в Эгейском море //Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 6. С. 1383—1385.

Шлезингер А.Е. Черноморская впадина — глубочайший молодой провал на поверхности Земли //Природа. 1978. № 5. С. 88—94.

Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна //Пробл. тек-

тоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 237—262.

Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 5—20.

Штудле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

Яншин А.Л. Проблемы срединных массивов //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 60, вып. 5. С. 8—39.

Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Гарецкий Р.Г. и др. Сравнительная характеристика глубинного строения и история развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины //Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 59—68.

Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования //Докл. АН СССР. 1977а. Т. 234, № 5. С. 1175—1178.

Яншин А.Л., Басенция Ш.А., Пилипенко А.И., Шлезингер А.Е. Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины //Докл. АН СССР. 1980а. Т. 253, № 1. С. 223—227.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Казиков О.В. и др. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря //Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 4. С. 941—944.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Казиков О.В. и др. Осадочный чехол и происхождение Ионического глубоководного бассейна //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980б. № 1. С. 5—22.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна //Геотектоника, 1980в. № 1. С. 72—85.

Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины, их значение для понимания ее образования //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977б. Т. 52, вып. 5. С. 42—69.

Adam A. Einige Hypothesen über den Aufbau des oberen Erdmantels in Ungarn //Gerlands Beitr. Geophys. 1965: Bd. 74, N 1. S. 213—231.

Airinei S. Activitatea seismică Vrancea în lumina tectonicii placilor //Terra (RSR). 1977. Vol. 9, N 1. P. 31—36.

Andrusov D. Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. В.: Bratislava, 1965. Т. 2. 443 с.

Angelier J. Tectonic evolution of the Hellenic arc since the late Miocene //Tectonophysics. 1978. Vol. 49. P. 23—36.

Auboin J., Bonneau M., Davidson J. et al. Esquisse structurale de l'Arc égéen externe: des Dinarides aux Taurides //Bull. Soc. géol. France. 1976. Vol. 18, N 2. P. 327—336.

Balla Z. Neogene volcates in the geodynamic reconstruction of the Carpatian region //Geofiz. Közl. 1980. N 26. Old. 5—41.

Barrier E. Etude géologique et néotectonique des îles de Kassos et de Karpathos: 7 Reun. annu. sci. terre, Lyon, 1979. P., 1979. 32 p.

Bellon H., Jarrige J., Sorel D. Les activités magmatiques égéennes de l'Oligocène a nos jours et leurs cadres géodynamiques. Données nouvelles et synthèse //Rev. géol. dyn. et géogr. phys. 1979. Vol. 21, N 1. P. 41—55.

Bellon H., Letouzey J. Volcanism related to plate-tectonics in the Western and Eastern

Mediterranean //Structur: History of the Mediterranean basins. P.: Ed. Technip., 1977. P. 165—184.

Berckhemer H. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region //Ibid. P. 303—314.

Berkes Z., Pogácsas Gy., Szanyi B. Seismic stratigraphic interpretation of the neogene sediments in the Derecske depression of Eastern Hungary //Tr. 28-ro Междувед. геофиз. симпоз. 1983. Т. 1. С. 158—172.

Biela A. Hlboké vrty v zakrytych oblastiach vnutornych Zapadnych Karpat //Reg. Geol. Zap. Karpat. 1978a. N 10.

Biela A. Hlboké vrty v zakrytych oblastiach vnutornych Zapadnych Karpat //Reg. Geol. Zap. Karpat. 1978b. N 11.

Bescnecker H., Büttner D. Late Cenozoic sediments on the islands between Euboea and Turkey //Alps, Apennines Hell. Stuttgart, 1978. P. 502—506.

Bleachu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an "Island arc" //J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78, N 23. P. 57—71.

Boccaletti M. The role of the foreland in the late geotectonic evolution of the Mediterranean arcs at the continental stage //Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1977(1978). Vol. 63, N 6. P. 561—570.

Boccaletti M., Horvath F., Laddo M. et al. The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins //Tectonophysics. 1976. Vol. 35, N 1/3. P. 45—69.

Bohn P. A Keszthelyi-hegység regionális földtana //Geol. hung. Ser. geol. 1979. K. 19. Old. 197.

Borcos M. Geological and metallogenic elements of the evolution of the neogene volcanism (Apuseni Mountains) //Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. Géol., 1976. Vol. 20, N 1. P. 85—101.

Buday T. et al. Regionalni geologie CSSR. Т. 2: Zapadne Karpaty. Pr.: VCSAV, 1967. 527 S.

Burchfiel B.C. Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics //Tectonophysics. 1980. Vol. 63, N 1/4. P. 31—36.

Carte géologique de la République Socialiste de Roumanie. E. 1:1 000 000. Buc., 1973.

Cermak V. Thermal structure of the crust in Czechoslovakia //Veröff. Zentralinst. phys. Erde. 1975. T. 12, N 31. S. 347—355.

Cermak V., Hurtig E., Kutas R.I. et al. Heat flow map of Southern Europe and the Mediterranean Region //Intern. Congr. Therm. Waters, Geotherm. Energy and Vulcan. Mediterr. Area, Athens, 1976: Proc. Athens, S. a. Vol. 1. P. 149—168.

Channel J.E.T., Horvath F. The African/Adriatic promontory as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region //Tectonophysics. 1976. Vol. 35, N 1/3. P. 71—102.

Cita M.D., Ryan W.B.F. The deep-sea record of the Eastern Mediterranean in the last 150 000 years //Thera and the Aegean World. L., 1978. Pt 1. P. 45—60.

Ciupagea D., Pauca M., Ichim Tr. Geologia depresiunii Transilvaniei. Buc.: Ed. Acad. RSR, 1970. 289 p.

Crawford A.R. Danubian deviations and mantle diapirism: a possible origin of the Carpathian Arc //Geol. Mag. 1977. Vol. 114, N 2. P. 115—125.

- Cserepesne Meszema B.* A Kiskunhalas-Ny-3 szenhidrogénkutató furással feltárt alsopannóniai bazalt és proterozoí migmatit képződmenyckröl // Földt. közl. 1978. K. 108, N 1. Old. 53–64.
- Dewey J.F., Pitman W.G. III, Ryan W.B.F., Nonnik J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84, N 10. P. 3137–3180.
- Dewey J.E., Sengör A.M.* Gelal: Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone // Ibid. 1979. Vol. 90, N 1. Pt 1. P. 84–92.
- Dudko A.* Geotermikus vizsgálatok a Dunantulton // Magy. allami földt. intéz. évi jelent. 1978. Old. 113–119.
- Dürr S., Altherr R.* Existence de klippe d'une nappe composite néogène dans l'île de Mykonos/Cyclades (Grèce) // Rapp. et proc.-verb. réun. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditer. Monaco. 1979. Vol. 25/26, N 2a. P. 33–34.
- Erickson A.J., Simmons J., Ryan W.B.F.* Review of neotflow data from the Mediterranean and Aegean Seas // Intern. symp. struc. hist. medit. basins, Split 1976. P.: Ed. Technip., 1977. P. 263–280.
- Fiala F.* Chemismus neogennich vulkanitu Kremnických hor // Geol. pr. Br., 1962. Sv. 25/26. S. 5–78.
- Filjak R., Pletikapic Z., Nikolic D., Aksin V.* Geologija nafte i prirodnog plina neogenskog kompleksa i njegove podloge u jurnom dijelu Panonskog basena // Nafta. 1969. T. 20, N 12. S. 23–39.
- Flügel H.W.* Die Geologie des Grazer Berglandes. Craz; Wien, 1975. 288 S.
- Forgac J., Kupco J.* Position of basaltoid andesites from the standpoint of ferromagnesium elements (Fe, Mg, Cr, Ni, Co, V) // Geol. Zb. Geol. Carpat. 1973. Sv. 24, N 2. S. 255–274.
- Forgac J., Kupco J.* Stopové prvky v neovulkanitoch slovenska // Zapadne Karpaty. Sér.: Mineral., petrogr., geochim., Lozuska. 1974. N 1. S. 112–148.
- Fusan O., Ibrmaier J., Plancar J.* et al. Geologicka stavba podložja zakpnych oblasti južnej casti vnutorných Západných Karpat// Sb. geol. vied. 1971. Rad ZK, Zv. 5. S. 15–94.
- Fusan O., Kuthan M., Duratnyš H.* et al. Geologicka stavba podložja stredoslovenských neovulkanitov// Sb. geol. vied. 1969. Rad. ZK. Zv. 10. S. 1–160.
- Gasa B., Beinbauerová M.* Prispievok ku geológii Zlatomoravského zálivu// Miner. slovac. 1976. Zv. 8, N 3, S. 221–240.
- Gavát J., Ciupagea D., Airinei St.* Rapports entre la structure profonde et la structure des complexes sédimentaires de la dépression de Transylvanie// Acta geol. Acad. sci. hung. 1969. K. 13, N 1/4. Old. 183–190.
- Got H., Le Quéllec P., Mascle J.* et al. La sédimentation récente sur la marge méridionale du Peloponnèse, facteurs structuraux et sédimentaires// Rapp. et proc.-verb. réun. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditer. Monaco. 1979. Vol. 25/26, N 2a. P. 85–86.
- Gyarmati P.* A Tokaji-hegység szerkezeti-vulkanotektonikai vizsgálata. Bp., 1972. 46 l.
- Horvath F., Stegena L.* Pannonian basin: a mediterranean interarc basin// Intern. symp. struct. hist. medit. basins, Split, 1976. P.: Ed. Technip, 1977. P. 333–340.
- Hovorka D., Rojkovic J., Zlocha J.* Super-geneously altered ultrabasic rock body near Hodkovec (East Slovakia – West Carpathians)// Proc. 10 Congr. CBGA. Sec. IV. Br., 1975. P. 46–55.
- Hsü K.J., Bernoilli D.* Genesis of the Tethys and the Mediterranean// Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1978. Vol. 42, Pt 1. P. 943–949.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1978. Vol. 42, Pt 1. 1249 p.
- Innocenti F., Manetti P., Peccerillo A., Poli G.* Inner arc volcanism in NW Aegean Arc: geochemical and geochronological data// Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1979. N 4. S. 145–158.
- Jacobshagen V., Dürr St., Kockel F.* Structure and geodynamic evolution of the Aegean region// Alps, Apennines Hell. Stuttgart, 1978. P. 537–564.
- Janoschek R.* Das Tertiär in Österreich// Mitt. Geol. Ges. Wien. 1964. Bd. 56, H. 2. S. 159–214.
- Jantsky B.* Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannanischen Becken// Nova acta leopold. 1976. Bd. 45, N 224. S. 303–334.
- Jasko S.* A Pannóniai-medence baszályedése és feltöltődése t neogénben// Magy. allami földt. intéz. évi jelent. 1973. Old. 132–161.
- Jasko S.* A neogen medencek az Alp-kárpáti-hegységrendszerben// Földt. közl. 1977. K. 107, N 3/4. Old. 421–430.
- Jiricek R., Pana J.* Contribution relatives à la corrélation du néogène des domaines daciques et pannoniens// An. Univ. Bucuresti. Ser. sti natur. Geol.-Georg. 1975. N 24. P. 109.
- Jugovics L.* A Magyarországi bazaltok kemiai jellege// Magy. állami földt. intéz. évi jelent., 1976. Old. 431–470.
- Jongsma D., Wissmann G., Hinz K., Garde S.* Seismic studies in the Cretan Sea. Results of R.V. "Meteor" and RRS "Shackleton" cruises// Meteor. Forsch.-Ergebnisse. Reihe C, 1977. N 27. S. 3–30.
- Jongsma D., Wissmann G., Hinz K., Garde S.* Result of reflection seismic surveys in the Southern Aegean Sea// Alps, Apennines Hell. Stuttgart, 1978. P. 532–534.
- Kemenci R., Canovic M.* Preneogena podloga Vojvodanskog dela Panonskog basena// Geol. vjesn. 1978. Sv. 31. S. 248–256.
- Konecny V., Bagšasarjan G.P., Vass D.* Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages// Acta geol. Acad. sci. hung. 1969. K. 13, N 1/4. Old. 259–266.
- Körössy L.* Entwicklungsgeschichte der neogenen Becken in Ungarn// Ibid. 1970. K. 14. Old. 47–84.
- Kovács G.T.* Palaeozoic and precambrian formations of the Algyó, Ferencszállás and Kiskundorozsma areas// Acta mineral.-petrogr. Szeged. 1978. Vol. 23, N 2. P. 267–278.
- Kronberg P., Günter R.* Crústal fracture pattern of the Aegean region// Alps, Apennines Hell. Stuttgart, 1978. P. 522–526.
- Kuss S.E.* Die pleistozänen Säugetierfaunen der ostmediterranean Inseln: Ihr Alter und ihre Herkunft// Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg Br., 1973. N 63, S. 49–71.
- Kuthan M.* Jung volcanic rocks of the Carpathians in Slovakia// Regional Geology of Czechoslovakia. Pr., 1968. Pt. 2. P. 284–410.
- Lalechos H., Savoyat Ed.* La sédimentation néogène dans le fosse Nord Egéen// 6 Colloquium on the Geology of the Aegean Region. Athens, 1977. P. 73–79.

- Lexa J., Konecny V.* The carpatian volcanic arc: a discussion// Acta geol. Acad. sci. hung. 1974. K. 18, N 3/4. Ojd. 279–293.
- Mahel M.* Die Änderungen des Erdrindentypus in Laufe der Entwicklung des alpidischen Systems und die Besonderheiten einiger Faltung// Nova acta leopold. 1976. Bd. 45, N 224. S. 405–412.
- Mahel M.* Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides// Zapadné Karpaty. Sér. geol. 1978. N 4.
- Makris J.* Geophysical Investigations of the Hellenides// Hamburg. geophys. Einr. Schr. A. 1977. H. 34.
- Makris J.* A geophysical study of Greece based on: seismic soundings, gravity and magnetics// Alps, Apennines Hell. Stuttgart, 1978. P. 392–401.
- Marigescu F., Popescu G.* L'évolution néogène des bassins intramontagneux du secteur occidental des Carpathes Méridionales// Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol. 1978. Vol. 22. P. 61–70.
- Marschalko R.* Die geologische Geschichte der Kruste im Raum der Kreideflyschtröge der Pieniden. (Westslowakischer Anteil der pienidischen Klippenzone)// Geol. zb. 1979. Sv. 30, N 3. S. 295–307.
- Marza J., Chintauan J.* Cercetari petrografice asupra tufului de Dej in regiunea Bistrita-Birgaoara (jud. Bistrita-Nasaud.)// Stud. si cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1975. T. 20, N 1. S. 41–52.
- Meissner B., Jacobshagen V., Kronberg P.* The fractural pattern of the Aegean Basin// Rapp. et proc.-verb. réun. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerran. Monaco, 1979. Vol. 25/26, N 2a. P. 29–30.
- Mercier J.-L., Carey E., Philip H., Sorel D.* La néotectonique plioquaternaire de l'arc égéen externe et de la mer égée et ses relations avec la sismicité// Bull. Soc. géol. France. 1976. Vol. 18, N 2. P. 355–372.
- Mock R.* Nové poznatky o yuznych castiach Zapadnych Karpat// Palaeogeogr. vyojv Zápá Kappet: Mater. semin. Br., 1977. S. 321–341.
- Moldvay L.* Szerkezeti diszlokációk a "rejuvenáció" szemszögéből// Magy. allami földt. intéz. évi jelent. 1978. Old. 257–260.
- Nagy E., Nagy I.* A villányi-hegység triasz képzodmenyei// Geol. hung. Ser. geol. 1976. K. 17. Old. 39–48.
- Najdenovski J., Udjinac Z.* O tektonici, osobito o dubinskim strukturim odnosima Pozeske kotline s osvrtno na naftoplinosnost (Pannonski basen)// Nafta. 1980. T. 31, N 5. S. 223–235.
- Oravec J.* A cãki konglomeratum földtani vizsgálata// Földt. közl. 1979. K. 109, N 1. Old. 14–45.
- Panto G.* Development of magmas and igneous rocks in the tertiary volcanisms of Hungary// Geol. Rdsch. 1968. Bd. 57, S. 64–98.
- Papanikolaou D.* Unités tectoniques et phases de déformation dans l'île de Samos, Mer Egée, Grèce// Bull. Soc. géol. France. 1979. Vol. 21, N 6. P. 745–752.
- Papazachos B.C., Comninakis P.E.* Modes of lithospheric interaction in the Aegean area// Intern. symp. struc. hist. médit. basins. Split, 1976. P.: Ed. Technip, 1977. P. 319–332.
- Paraschiv D.* Geologia zacamintelor de hidrocarburi din Romania// Prosp. si explor. geol. Ser. A. 1975. N 10.
- Pauca M.* Nouvelles données sur la tectonique du bassin de Transylvanie// Trav. Museum hist. natur. "Gr. Antipa". 1968. Vol. 8, N 2. P. 112–128.
- Pauca M.* Etapele Genetial ale Depresiunii Transilvaniei// Stud. si cerc. geol. geofiz., geogr. Sér. geol. 1972. Vol. 17, N 2. P. 14–47.
- Pauca M.* Bazinul Silvaniei-geneza si evolutie// Ibid. 1975. T. 20, N 1. S. 75–88.
- Pauliuc M.* Variatiile de facies ale depozitelor sarmato-pliocene dezvoltate intre valea Teleajenului si valea Cricovului Sarat// An. Univ. Bucuresti. Ser. sti. natur. Geol. geofiz. 1975. N 24. S. 97–102.
- Pavelescu L., Nitu G.* Le probleme de la formation de l'arc Carpat-Balkanique// Ibid. 1977. N 26. P. 19–35.
- Pecsi M.* Geomorphologie. (Karte)// Atlas der Donauländer: Österreichisches Ost- und Südosteuropa Institut. Wien, 1978. S. 132.
- Pogacsas Gy., Zotlanne L., Toth S.* A Zala-es Drava-medence melyföldtani felepiteseinek összehasonlító vizsgálata magas fedésszamu reflexios szeizmikus szelvények alapján// Magy. geofiz. 1982. K. 23, N 5/6. Old. 178–193.
- Popescu Cr., Ciupagea D., Georgescu C.* et al. Privire de ansamblu asupra geologiei formatiunilor salifere din Romania// Petrol si gaze. 1973. Vol. 24, N 9. P. 525–532.
- Puizina D., Vasiljevic R., Kucukovic A.* Novi rezultati geoloskin instrazivanjaproducija sjeverno od Jajca// Geol. vjesn. 1969. Sv. 22. S. 22–35.
- Radulescu D., Sandulescu M.* The plate-tectonics concept and geological structure of the Carpathians// Tectonophysics. 1973. N 16. P. 74–93.
- Richter I., Strobach K.* Benioff zones of the Aegean Arc// Alps, Apennines, Hell. Stuttgart, 1978. P. 410–414.
- Roester C.* Relics of non-metamorphic sediments on central Aegean Islands// Ibid. S. 480–491.
- Schroeder B.* Volcanism, neotectonics and post-volcanic phenomena east of Corinth/Greece// Intern. Congr. Therm. Waters, Geotherm. Energy and Vulcan. Mediterr. Area, Athens, 1976: Proc. Athens. 1977. Vol. 3. P. 240–247.
- Senes J.* Proposal for the Central Paratethys Neogene and the definition of their lower boundaries// Proc. 4 Congr. Reg. commit. Mediter. Neogene stratigr. Br: Veda, 1975. P. 5–12.
- Sengör C.A.M.* On some 50% extension reconstructions in the Taurides// Rap. et proc.-verb. réun. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerran. Monaco. 1979. Vol. 25/26, N 2a. P. 41–42.
- Stegena L.* Geothermics, Magnetotellurics and Tectonophysics of the Panonian basin// Geoelectric and Geothermal studies. Bp., 1976. P. 572–585.
- Stegena L., Geczy B., Horváth F.* Late Cenozoic evolution of the Panonian basin// Tectonophysics. 1975. Vol. 26, N 1/2. P. 71–90.
- Szabone K.E., Szenas G.* A pannon képzodmenyek geofizikai vizsgálatai// A Magyarorszagi pannonkori képzodmenyek kutatasai. Bp.: Akad. kiado, 1971. Old. 223–232.
- Szãdeczky-Kardoss E.* The subduction zones of the Carpatho-Pannonian Region// Földt. közl. 1973. K. 103, N 3/4. Old. 3–25.
- Szãdeczky-Kardoss E.* Alpiner Magmatismus und Plattenetektonik des Karpatischen Beckensystems// Acta geol. Acad. sci. hung. 1974. K. 18, N 3/4. Old. 213–233.
- Szãdeczky-Kardoss E.* The belts of subduction

in the Carpathian-Panninian-Dinaric area// Tectonic problems of the Alpine system. Br.: Veda, 1975. P. 69–86.

Szádeczky-Kardoss E. Plattentektonik im panonisch-karpatischen Raum// Geol. Rdsch. 1976. Bd. 65, H. 1. S. 143–161.

Szádeczky-Kardoss E. Tisia és lemeztectonika// Földt. közl. 1978. K. 26, N 4. Old. 305–315.

Szalay A. Metamorphic-granitogenic rocks of the Basement complex of the Great Hungarian plain, Eastern-Hungary// Acta mineral. petrogr. Szeged. 1977. K. 23, N 1. Old. 49–69.

Taylor B. Bismarck Sea: evolution of a back-arc basin// Geology. 1979. Vol. 7, N 4. P. 171–174.

Tectonics of the Carpatian-Balkan Regions// Ed. M. Mahel. Br., 1974. 455 p.

Toksöz M.N., Hsui A.T. Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins// Tectonophysics. 1978. Vol. 50, N 2/3. P. 177–196.

Tözsér J., Rudinec R. Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu Východného Slovenska a jeho podložia// Miner. slovac. 1975. T. 7, N 3. S. 81–104.

Vancea A. Depots mésozoïques et paléogènes dans la cuvette de Transilvanie// Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol. 1968. T. 12, N 1. P. 56–69.

Varga I., Pogácsás Gy. Reflection seismic investigation in the Hungarian part of the Panninian basin// Earth evol. sci. 1981. N 3/4. P. 232–239.

Vass D. Genesis of innermolasse basins in West

Carpathians in light of leading function of mantle in Earth's crust development// Czechosl. Geol. and Global Tecton. Proc. Conf., Smolenice, 1976. Br., 1979. P. 183–197.

Vass D., Bagdasarjan G.P., Konecny V. Determination of the absolute age of the West Carpatian Miocene. Földtani közlony// Bull. Hung. Geol. Soc. 1971. K. 101, N 2/3. Old. 321–327.

Vass D., Čech F. Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians// Geol. zb. Geol. Carpat. 1983. Sv. 34, N 4. S. 411–422.

Vass D., Slavik J., Bagdasarjan G.P. Radiometric time scale for Neogene of Paratethys// Proc. 6 Congr. Reg. Commit. Mediter. Neogene stratigr. Br.: Veda, 1975. P. 28–33.

Visarion M., Sandulescu M. Structura subasimentului depresiunii Panonice in Romania (sectoarele central si sudic)// Stud. si cerc. geol., geofiz., geogr. Rer. geofiz. 1979. Vol. 17, N 2. P. 191–210.

Vozar J. Der mehrphasige Character des Perm-Vulkanismus der Choc-Einhalt in der Niederen Tatra// Geol. pr. 1971. Sv. 55. S. 131–137.

Vujkov M. Geologija Kikinde// Nafta. 1969. N 11. S. 529–537.

Wein Gy. Tectonic review of the neogenecovered areas of Hungary// Acta geol. Acad. sci. hung. 1969. K. 13, N 1/4. Old. 32–84.

Wein Gy. Zur Kenntnis der tectonischen strukturen im Untergrund des Neogene von Ungarn// Jb. Geol. Bundesanst. 1973. Bd. 116. S. 93–158.

Wein Gy. Kárpát-medence alpitektogenezise// Magy. allami. földt. intez. évi jelent. 1978. Old. 245–256.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Развитие представлений о Паннонском бассейне (краткий очерк)	5
Глава вторая	
Донеогеновые комплексы Паннонского бассейна и сопряженных складчатых сооружений.	7
Глава третья	
Неоген-антропогенный осадочный чехол Паннонского бассейна	16
Глава четвертая	
Неоген-антропогенные магматические комплексы Паннонского бассейна и окружающих районов	40
Глава пятая	
Строение осадочного чехла Трансильванской впадины	55
Глава шестая	
Глубинное строение и температурная характеристика Паннонского бассейна	59
Глава седьмая	
Формирование Паннонского бассейна.	65
Глава восьмая	
Строение некоторых осадочных бассейнов с утоненной консолидированной земной корой.	76
Глава девятая	
Общие закономерности строения и развития осадочных бассейнов с утоненной консолидированной корой.	88
Заключение.	94
Литература	97

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Development of concepts on the Pannonian basin	5
Chapter two	
Pre-Neogene complexes of the Pannonian basin and conjugated folded structures	7
Chapter three	
Neogene-Anthropogene sedimentary cover of the Pannonian basin	16
Chapter four	
Neogene-Anthropogene magmatic complexes of the Pannonian basin and surrounding regions	40
Chapter five	
Structure of the sedimentary cover of the Transilvanian depression	55
Chapter six	
Deep structure and temperature characteristics of the Pannonian basin	59
Chapter seven	
Formation of the Pannonian basin	65
Chapter eight	
Structure of some sedimentary basins with a thinned consolidated Earth's crust	76
Chapter nine	
General regularities of structure and development of sedimentary basins with a thinned consolidated crust	88
Conclusion.	94
Bibliography	97

**Вадим Георгиевич
Николаев**

ПАННОНСКИЙ БАССЕЙН
(строение осадочного чехла
и развитие)

Труды, вып. 406

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.А. Яценко
Художественный редактор **В.Ю. Кученков**
Технический редактор **Г.П. Каренина**
Корректор **Л.А. Агеева**

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31180

Подписано к печати 19.08.86. Т – 15245
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 8,5 + 0,5 вкл.
Усл.кр.-отт. 9,2. Уч.-изд.л. 10,7
Тираж 600 экз. Тип. зак. 661. Цена 1р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

