

Неогеново-антропогеновый Паннонский бассейн— структура лабигенного типа

В. Г. Николаев¹, Д. Ваши², Д. Погачаш³

¹Геологический институт АН СССР, Москва

²Геологический институт им. Д. Штура, Братислава

³Геофизический исследовательский трест, Будапешт

(Принята для опубликования 12 сентября 1988 г.)

V. G. Nikolaev, D. Vass, D. Pogacsas — The Neogene-Quaternary Pannonian basin: a structure of labigenic type. The Neogene-Quaternary sedimentary cover is subdivided into two structural complexes: the lower — Miocene and the upper one, including a part of the Upper Miocene, Pliocene and Quaternary. Narrow relatively elongated structures are typical for the lower complex. The linear zones composed of andesite and rhyolite volcanites developed synchronously. The upper complex forms very gentle isometric structures. Their formation was accompanied by the widespread basaltic volcanism. The maximum thickness of the lower complex deposits is associated with marginal structures of the basin, while that of the upper complex was found in its central part.

The Miocene (up to the Sarmatian) is characterized by conditions of extension, while the time of formation of the upper complex, predominantly by vertical negative movements.

The analysis of the structure in the deep-seated part of the Earth's crust suggests that its formation began in the Middle Miocene (the main stage — Upper Miocene/Pliocene) due to the uplift of the mantle diapir. The Pannonian basin, as well as basins of the internal seas of the Mediterranean belt, should be ascribed to a peculiar class of labigenic structures.

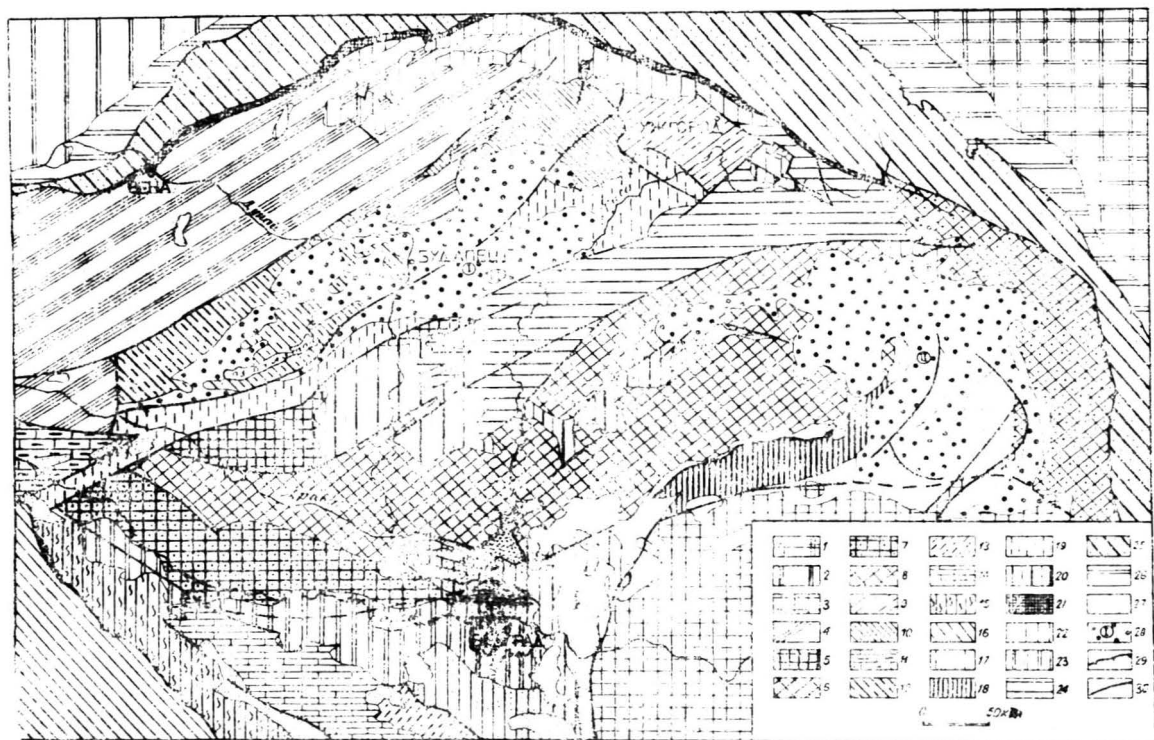
Резюме. В неоген-антропогеновом осадочном чехле выделено два структурных комплекса. Нижний — миоценовый, — и верхний, включающий часть верхнего миоцена, плиоцен и антропоген. Для нижнего комплекса характерны узкие относительно вытянутые структуры. Синхронно развивались линейные зоны, сложенные андезитовыми и риолитовыми вулканитами. Верхний комплекс образует очень пологие изометричные структуры. Их формирование сопровождалось разобленным в плане базальтовым вулканизмом. Максимальные мощности отложений нижнего комплекса приурочены к красным структурам бассейна, тогда как максимум мощностей верхнего комплекса расположен в центральной части бассейна.

Для миоцена (до сармата) характерна обстановка растяжения, а для времени верхнего комплекса — преобладание вертикальных отрицательных движений.

Анализ строения глубинной части земной коры позволяет предположить, что она формировалась, начиная со среднего миоцена (основной этап — верхний миоцен — плиоцен), за счет поднятия мантийного диапира. Паннонский бассейн, так же как и впадину внутренних морей Средиземноморского пояса, следует относить к особому классу лабигенных структур.

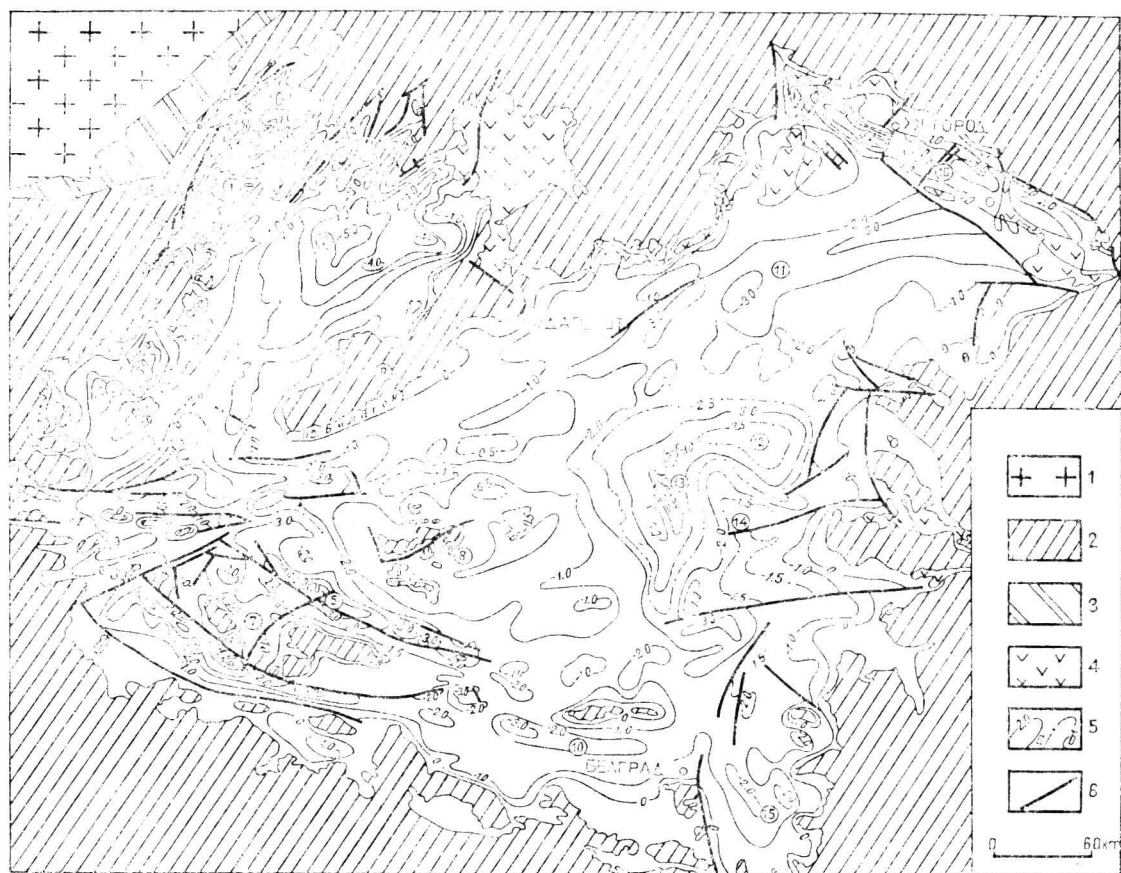
В последние годы неоген-антропогеновый Паннонский бассейн многими геологами относится к внутридуговым структурам, возникшим как следствие процесса субдукции. Особенно активно эту точку зрения отстаивают З. Балла (Balla, 1982), Ф. Хорват Ногрват, Стегена, 1977) и другие исследователи. Данные по структуре осадочного чехла, кайнозойским вулканитам, глубинным параметрам этого региона позволяют выделить Паннонский бассейн как структуру особого типа, не связанную с субдукцией.

Под Паннонским бассейном понимается вся Внутрикarpатская область, перекрытая неоген-антропогеновым осадочным чехлом.



Фиг. 1. Схема структур донеогеновых комплексов Паннонского бассейна и окружающих районов
 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Чешский массив; 3 — Сербско-Македонский массив; 4 — Предкарпатский краевой прогиб; 5—26 — складчатые геосинклинальные блоки и зоны: 5—8 — добайкальские (частично перекрытые юрско-меловым осадочным чехлом): 5 — Татро-Вепорид и Восточных Альп, 6 — Мечекский, 7 — Виллань-Бихорский, 8 — Славонско-Сремский; 9 — Трансильванский; 10—13 — докембрийско-палеозойские (частично перекрытые юрско-меловым осадочным чехлом): 10 — Земплинский; 11 — Гемерид, 12 — Южных Альп; 13 — Венгерского Среднегорья; 14—18 — палеозойско-мезозойские Динарид: 14 — Голья, 15 — Сербская, 16 — Боснийская, 17 — Внешних Динарид, 18 — Вардарская; 19—22 — мезозойские: 19 — Мурешская (Металлифери), 20 — Игал-Бюкк, 21 — Мечекская, 22 — Клипповая (Пьенинская); 23—26 — мел-палеогеновые флишевые: 23 — Внутренних Карпат, 24 — Северных Динарид, 25 — Дебреценская, 26 — Внешних Карпат; 27—28 — впадины, выполненные осадочным чехлом: 27 — верхнемеловым, 28 — палеогеновым, 29 — линии основных шарьяжей; 30 — линии главных разрывных нарушений. Цифрами на схеме обозначены палеогеновые впадины: 1 — Венгерская, 2 — Трансильванская

Карта донеогенового основания Паннонского бассейна (фиг. 1) составлена по самым последним данным с учетом большого количества литературного материала (Н и к о л а е в, 1981, 1983; W e i n, 1973; и др.). В донеогеновом основании довольно широко развит докембрийско-нижнепалеозойский комплекс, представленный сланцево-гнейсовыми толщами. Он часто прорван верхнепалеозойскими интрузиями гранит-порфиров и гранодиоритов. По всему бассейну распространены узкие линейно вытянутые зоны геосинклинальных комплексов с основными вулканитами и реже ультраосновными породами. Зоны датируются разными возрастами: средний палеозой, триас, юра — нижний мел. Платформенные комплексы (триасово-меловой, верхнемеловой, палеогеновый), как правило, залегают горизонтально, но иногда участвуют в строении покровов и деформированы в складки. Территория бассейна стала стабильной к середине верхнего мела, о чем свидетельствуют широкое распространение верхнемелового осадочного чехла небольшой мощности и другие данные (Б е л о в и др., 1976; К н и п п е р, 1975; и др.). Самые молодые флишевые прогибы просуществовали



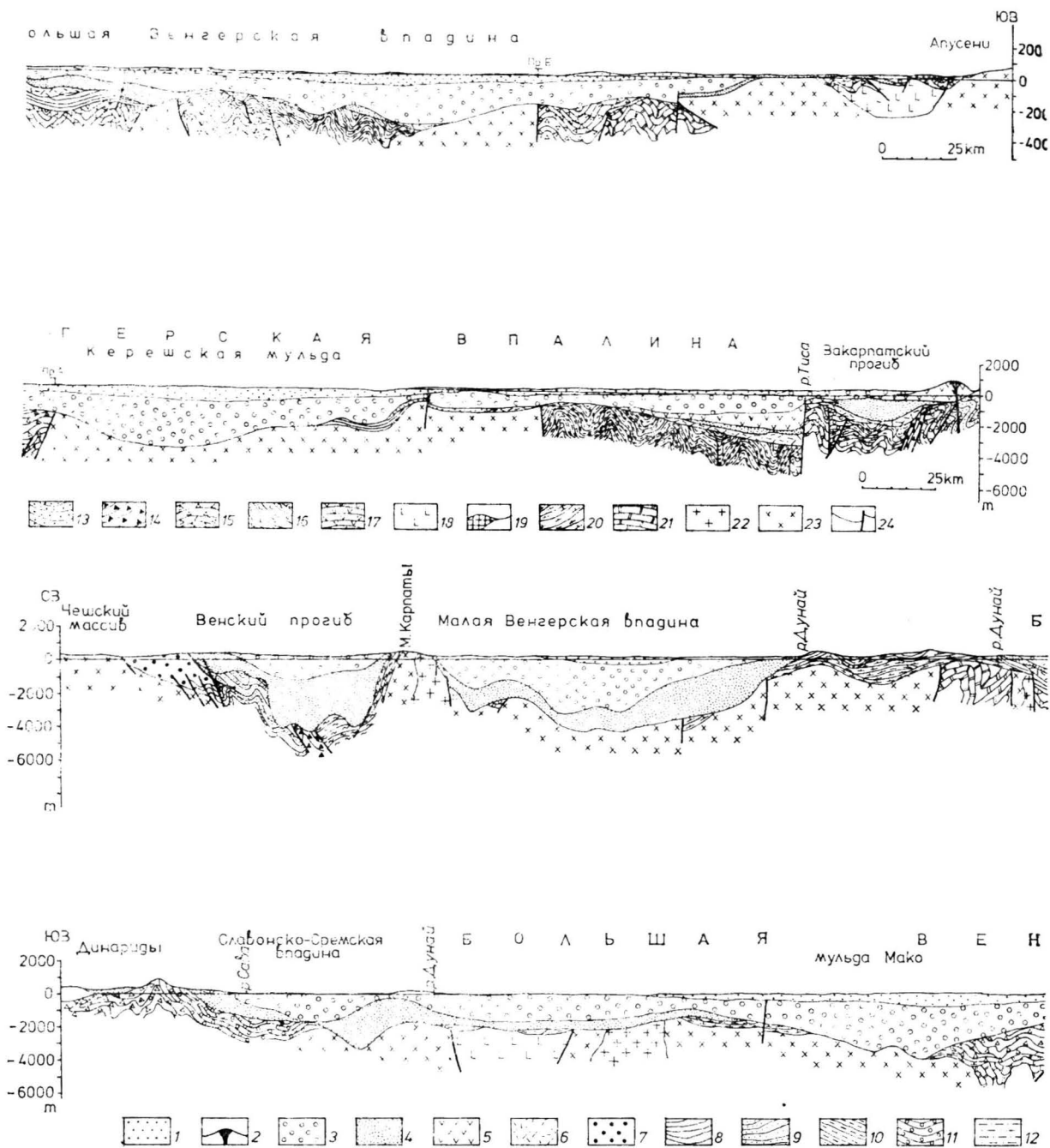
Фиг. 2. Структурная карта подошвы неоген-антропогенного чехла Паннонского бассейна
 1 — Чешский массив; 2 — выходы на поверхность донеогенового основания; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — выходы на поверхность неогеновых вулканитов; 5 — изогипсы подошвы неоген-антропогенного чехла (а — основные, б — дополнительные); 6 — основные разломы
 Цифрами на карте обозначены: 1 — Венский прогиб; 2 — Малая Венгерская (Придунайская) 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 — Сольнокский прогиб; 12 — Керешская мульда; 13 — мульда Мако; 14 — поднятие Баттонья; 15 — Банатская впадина; 16 — Закарпатский прогиб

до олигоцена (Дебреценский трог). Синхронно накапливался палеогеновый осадочный чехол.

На структурной карте по подошве неоген-антропогенного чехла (фиг. 1) в центральной части бассейна выделяются крупные структуры: Большая и Малая Венгерские впадины, Залайская впадина, грабен Дравы. Глубины подошвы чехла в них колеблются от 3 до 7 км. Каждая из них разделена на ряд более мелких структурных элементов.

Структуры имеют изометричную форму. Крупноамплитудные нарушения в них достаточно редки, зато имеется целая серия сбросов с амплитудой в первые сотни метров. В основании неогенового чехла есть надвиговые структуры небольшой протяженности. По плоскостям надвигов докембрийские толщи надвинуты на отложения нижнего миоцена.

По краям бассейна расположены линейно вытянутые структуры: Закарпатский и Венский прогибы, грабен Савы, разделенные на несколько мульд. В них глубины в наиболее прогнутых частях составляют 3—5 км.



Фиг. 3. Геологический разрез через Паннонский бассейн по линии горы Апусени — Чешский массив. Условные обозначения: 1—6 — комплексы неогено-антропогенного чехла: 1 — антропоген, 2 — плиоцен-антропогенные базальты, 3 — верхний миоцен (паннон) — 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 — верхнемеловой-палеогеновый Дебреценского трога, 11 — палеогеновый флишевый Внутренних Карпат, 12 — верхнемеловой чехольного типа, 13 — юрско-меловой чехольного типа, 14 — юрско-меловой Клипшовой зоны, 15 — юрско-нижнемеловой эвгеосинклинальный, 16 — триасово-меловой миогеосинклинальный, 17 — верхнетриасовый эвгеосинклинальный, 18 — триасово-юрских основных пород, 19 — верхнетриасовых ультраосновных пород, 20 — триасовый миогеосинклинальный, 21 — средне-верхнепалеозойский миогеосинклинальный, 22 — средне-верхнепалеозойских гранитов, 23 — докембрийско-нижнепалеозойский; 24 — разрывные нарушения разных типов.

В результате анализа большого фактического материала удалось выделить региональное угловое несогласие, приуроченное к подошве паннонского яруса (верхняя часть верхнего миоцена) (фиг. 3). Густая сеть сейсмических профилей и привязка к буровым скважинам дали возможность протрассировать несогласие по всей площади бассейна (Н и к о л а е в, 1979б; P o g a s s a s, V a g g a, 1983; и др.). Оно меняется от нескольких до десятков градусов и практически не прослеживается в центральных частях наиболее прогнутых структур. Это несогласие позволило разделить неоген-антропогеновый чехол Паннонского бассейна на два структурных комплекса. В нижний из них входят отложения нижнего, среднего и частично верхнего миоцена (до сарматского яруса включительно). Верхний структурный комплекс образован породами верхнего миоцена (паннонский ярус), плиоцена и антропогена. В обоих комплексах есть более мелкие несогласия, в частности в подошве антропогена.

В нижнем комплексе развиты разнообразные типы пород (морские алевролиты, известняки, пески, песчаники, эвапориты и т. д.) с резкими фациальными переходами по латерали, тогда как верхний комплекс характеризуется довольно однообразным разрезом, сложенным озерными отложениями, преимущественно алевролитами, аргиллитами, песками.

В пределах Паннонского бассейна и окружающих районов широким распространением пользуются неоген-антропогеновые магматические породы (Н и к о л а е в, 1980; K o n e s n y e t a l., 1969; P a n t o, 1968; и др.). Среди них выделяются три комплекса.

Нижний вулканический комплекс состоит исключительно из кислых разностей пород, представленных игнимбритами, лавами липаритов и дацитов. Его мощность составляет около 1500 м. Возраст пород нижнего комплекса определяется как эггенбург — средний баден (нижний миоцен). Они развиты в узкой линейной зоне, пересекающей Паннонский бассейн с северо-востока на юго-запад.

Средний вулканический комплекс развит по северной и восточной окраинам Паннонского бассейна. В его составе присутствуют кислые и средние разности пород. По вещественному составу вулканы среднего комплекса разделены на две группы: липарито-дацитовую и андезитовую. Породы этих групп часто переслаиваются между собой. С вулканитами связан комплекс гипабиссальных пород (гранодиорит-порфиры, габбро-диабазы). Возраст среднего комплекса определен как верхний баден — паннон.

Верхний вулканический комплекс представлен преимущественно лавами базальтов и их туфами. Породы разбросаны отдельными небольшими ареалами по всей площади бассейна. Возраст основных вулканитов верхнего комплекса определен как плиоцен-плейстоценовый (1,5—4,0 млн. лет).

В нижнем комплексе развиты как изометрические, так и линейные структуры, причем они имеют самое разное простираие. Для некоторых из них предполагается режим растяжения с образованием листрических разломов (B e r k e s e t a l., 1983; P o g a s s a s e t a l., 1982; и др.). Вместе с тем нет надежных доказательств растяжения, а тем более наличия разрыва сплошности осадочного чехла. Для верхнего комплекса характерны изометричные структуры, особенно развитые в центральной части бассейна.

Структурные планы нижнего и верхнего осадочных комплексов в целом совпадают, но есть и смена простираий структур — например, среднемиоценовый субширотный прогиб и Малая Венгерская впадина, Чопская антиклиналь и другие мелкие структуры. Достаточно резко изменяются углы наклона крыльев структур. Если в нижнем комплексе они равны двадцати — двадцати пяти градусам, то в верхнем не превышают первых градусов.

Максимальные мощности отложений нижнего структурного комплекса приурочены к краевым структурам. Значения две-три тысячи метров известны в Венском, Закарпатском и других прогибах. В западной части Паннонского бассейна мощность отложений нижнего комплекса меняется от первых сотен до тысячи метров. В восточной части бассейна мощность изменяется от нуля до первых сотен метров. Большие пло-

шади занимают области отсутствия отложений нижнего структурного комплекса (почти вся территория Большой Венгерской впадины и другие участки).

Изменение мощностей отложений нижнего структурного комплекса по латерали в большинстве структур происходит постепенно, то есть структуры развивались конседиментационно. Однако есть случаи (мульды Мако, Бекешская и другие), когда слои нижнего-среднего миоцена лежат горизонтально и резко прислоняются к поверхности донеогеновых пород.

Мощности отложений верхнего структурного комплекса распределены иначе. Максимальных значений они достигают в мульде Мако, где составляют около пяти тысяч метров. В целом Большая Венгерская впадина характеризуется величинами мощностей в две-три тысячи метров, причем хорошо выделяются отдельные структурные элементы. Такие же цифры известны в Малой Венгерской и Залайской впадинах. В грабене Дравы мощность отложений верхнего структурного комплекса колеблется от двух с половиной тысяч на бортах до четырех — в центральной части.

Намного меньше мощности верхнего комплекса в краевых структурах. Например, в Закарпатском и Венском прогибах они составляют около тысячи метров.

Отличия в распределении мощностей центральной части бассейна и краевых структур еще резче видны по отдельным горизонтам. Например, известно около двух — двух с половиной тысяч метров нижнего паннона в Большой Венгерской впадине и примерно пятьсот метров в Закарпатском прогибе. Антропоген имеет большую мощность только в двух структурах: 800 м в Большой и 300 м в Малой Венгерской впадинах.

Общая закономерность состоит в том, что от центральной части бассейна мощности верхнего структурного комплекса постепенно уменьшаются к периферии.

В неогеново-антропогеновом развитии территории Паннонского бассейна выделено два этапа. Нижний — миоценовый (допаннонский) характеризуется линейными формами структур и разнообразием осадков. С ним связаны два линейно расположенных вулканических комплекса. Основное прогибание происходило в краевых структурах, где скорость осадконакопления составляла примерно 40—60 см за 1000 лет, тогда как в центральной части она на порядок меньше. Прогибание шло дифференцировано и конседиментационно компенсировалось осадками. Синхронно с конседиментационными структурами на территории бассейна существуют своеобразные небольшие по размерам впадины, в которых слои прислоняются к подстилающему субстрату. Образование прогибов, расположенных по краям бассейна, скорее всего связано со становлением покровов в окружающих складчатых сооружениях (Н и к о л а е в, 1979а). Большое количество конседиментационных сбросов, линейные структуры, развитие вулканизма свидетельствуют об обстановке растяжения во время миоценового этапа.

Паннонско-антропогеновый этап характеризуется очень быстрым погружением территории. Скорости осадконакопления в центральной части бассейна возросли в несколько раз (фиг. 4). Если для миоцена они составляют около 2—5 см за 1000 лет, то для паннона-плиоцена около 50 см за 1000 лет (H o r v a t h, S t e g e n a, 1977). В краевых структурах скорость осадконакопления за этот период не превышает 5—10 см за 1000 лет (V a s s, Š e s h, 1983). Во время позднего этапа образовались изометричные структуры, конседиментационно заполнявшиеся однообразными озерными отложениями. Базальтовый вулканизм, приуроченный к этому этапу, распространен по всей площади бассейна, а иногда выходит далеко за его пределы (Силезия, зона Эльбы и т. д.). В паннонско-антропогеновое время формировался собственно Паннонский бассейн, тогда как тыловые прогибы практически прекратили свое существование. Для паннонско-антропогенового этапа характерно преобладание вертикальных движений. Разрывные нарушения и слабые горизонтальные подвижки сосредоточены на окраинах бассейна и в соседних областях.

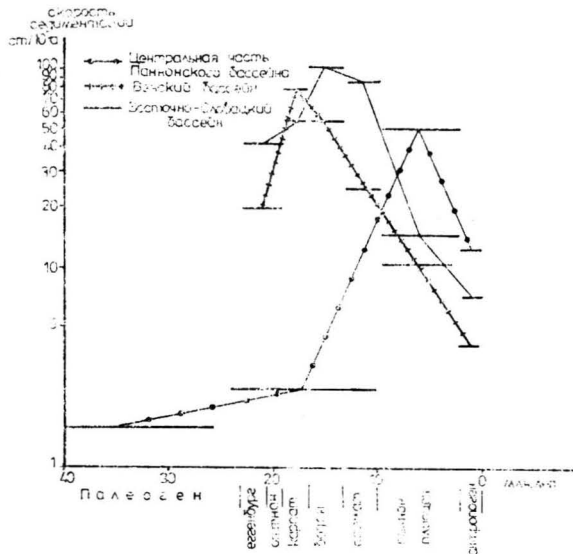
Поверхность Мохоровичича расположена в пределах Паннонского бассейна на относительно небольших глубинах (фиг. 5). В целом бассейн оконтуривается изогипсами поверхности Мохо 27,5—30 km. Максимально приподнятые отметки — 23 km — наблюдаются в нижнем течении реки Тисы.

В окружающих Паннонский бассейн складчатых сооружениях граница Мохоровичича погружается до 35—40 км (Динариды, Западные Карпаты). Максимально она погружена до 60 км в Советских Карпатах.

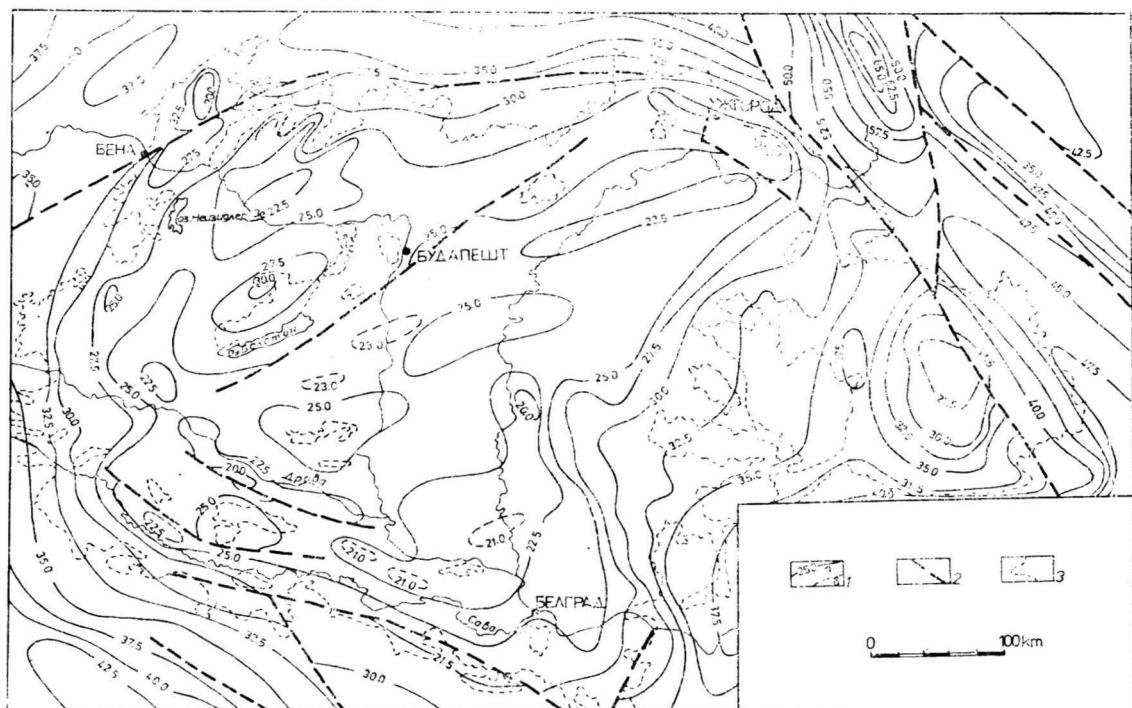
В структурном плане поверхности Мохо преобладают изометричные формы, в целом соответствующие структурам подошвы верхнего структурного комплекса неоген-антропогенного чехла.

Предположительно мощность „базальтового“ слоя в пределах Паннонского бассейна составляет 10—15 км, увеличиваясь до 25—30 км под Карпатами и Динаридами. Мощность „гранитного“ слоя на территории Паннонского бассейна равна 10—15 км и практически не изменяется в сторону окружающих территорий.

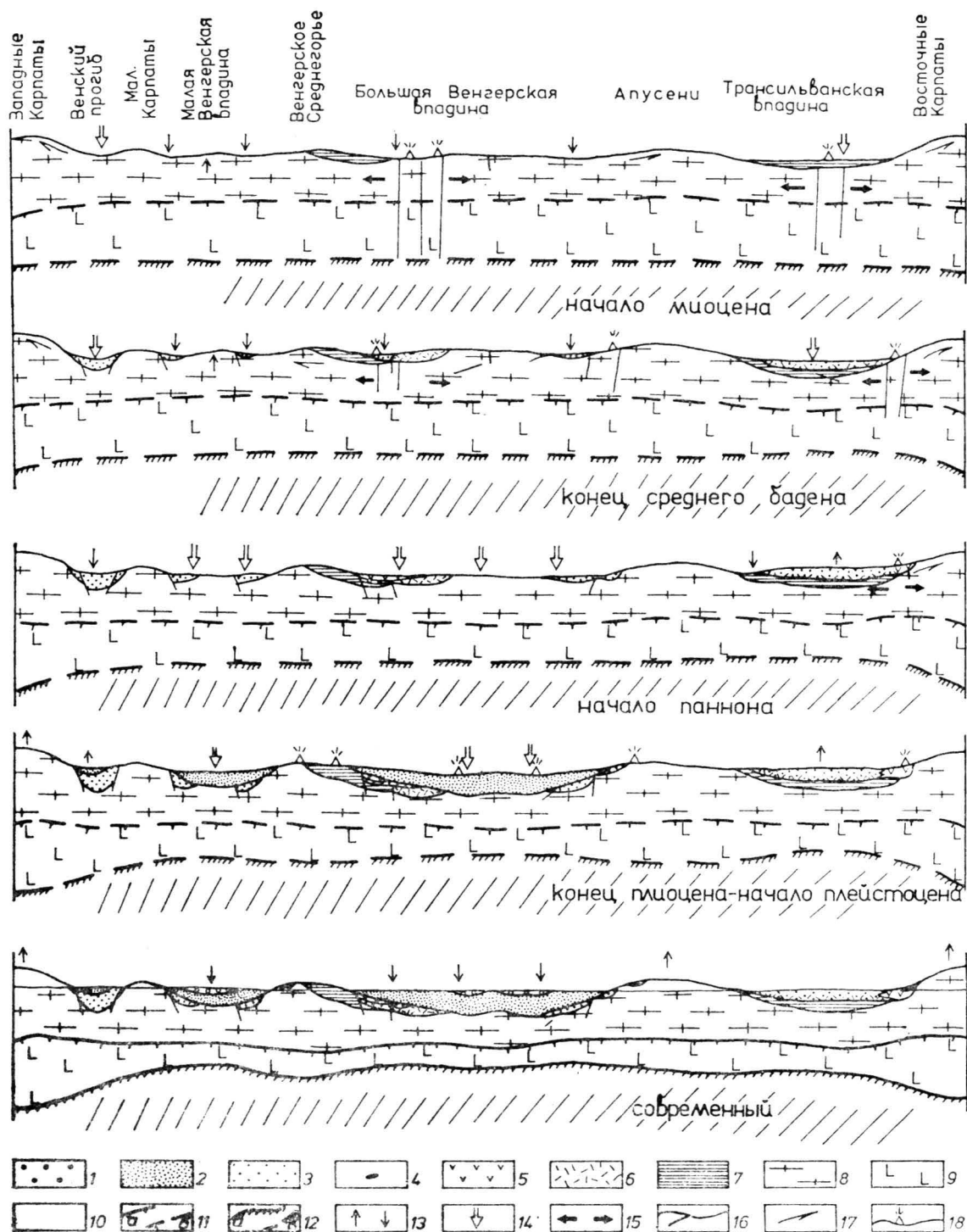
Верхняя мантия под Паннонским бассейном приподнята и обладает аномальными характеристиками. Скорее всего она находится в частично расплавленном состоянии.



Фиг. 4. График средних скоростей осадконакопления для отдельных частей Паннонского бассейна



Фиг. 5. Структурная схема поверхности Мохоровичича Паннонского бассейна
1 — изогипсы поверхности Мохоровичича в км (а — основные, б — дополнительные); 2 — разломы 3 — граница распространения неоген-антропогенного осадочного чехла



Фиг. 6. 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 — гранитный геофизический слой; 9 — базальтовый геофизический слой; 10 — предполагаемая аномальная мантия; 11 — граница Конрада; 12 — граница Мохоровичича; а — установленная, б — предполагаемая, 13 — слабые вертикальные движения; 14 — сильные вертикальные опускания; 15 — предполагаемые зоны растяжения; 16 — разломы; 17 — зоны образования покровов и направления их перемещения; 18 — вулканы

Мощность консолидированной земной коры Паннонского бассейна без неоген-антропогенного чехла измеряется величинами 20—25 km. В окружающих бассейн складчатых сооружениях мощность консолидированной земной коры составляет 40—65 km, то есть намного выше, чем в бассейне.

К началу миоцена территория Паннонского бассейна превратилась в стабильную область, в пределах которой была сформирована земная кора (фиг. 6). Сравнительный анализ современных и палеоструктур платформенного типа (а именно к нему относится территория Паннонского бассейна на рубеже палеогена и неогена) позволил приблизительно оценить мощность земной коры Паннонского бассейна для начала миоцена (Н и к о л а е в, 1983). Она составляет 35—40 km при примерно равном соотношении „базальтового“ и „гранитного“ слоев. В окружающих районах мощность коры должна быть несколько большей, так как там в конце палеогена начали образовываться горные сооружения.

В течение миоценового (допаннонского) этапа развития территории Паннонского бассейна земная кора, скорее всего, сохраняла стабильность, а на отдельных участках возможно сокращалась. Интенсивное утонение коры произошло в паннонско-антропогенное время, видимо, за счет сокращения мощности базальтового слоя. Можно считать, что за поздний этап развития было уничтожено около 15 km консолидированной коры.

Таким образом, формирование неоген-антропогенного Паннонского бассейна связано с постепенным подъемом мантийного диапира и его влиянием на консолидированную земную кору. По всей видимости утонение коры, а как следствие и ее погружение, происходит за счет фазовых переходов между аномальной мантией и нижними частями коры (А р т ю ш к о в, 1979). Такую точку зрения поддерживают очень многие исследователи (С о б о л е в, 1980; А р т ю ш к о в и др., 1979; и др.), хотя не менее широко распространена идея о рифтогенном происхождении Паннонского бассейна ((R u m p l e r, H o r v a t h, 1983; S c l a t e r et al., 1980; и др.).

Близкими структурными характеристиками обладают глубоководные бассейны Средиземноморского пояса (Черноморский, Южно-Каспийский, Эгейские, Альборанский, Тирренский и другие) (Н и к о л а е в, 1986). Все они имеют мощный осадочный чехол от первых до шестнадцати километров. Внутри чехла выделяются отдельные несогласия. В его основании залегают чаще всего платформенные чехлы (Альборанский) или орогенные комплексы (Эгейские бассейны). Все бассейны прошли либо этапы обрушения, что фиксируется прислонением осадков, либо быстрого опускания (Эгейские, Южно-Каспийский бассейны). Во всех бассейнах поверхность Мохоровичича приподнята, а кора утонена от 4 до 20 km.

Осадочные бассейны с утоненной земной корой широко распространены по поверхности Земли и образуют особый класс структур, о чем писали А. Л. Я н ш и н с соавторами (1977, 1980). Поскольку все они прошли через стадию обрушения или быстрого опускания, предлагается именовать их лабигенными (от латинского слова *labes* — провал).

Лабигенные структуры имеют четыре основных признака:

- 1) изометричную форму;
- 2) мощный осадочный чехол, накопившийся за относительно короткое время;
- 3) утоненную консолидированную кору;
- 4) повышенный тепловой поток.

Различия в строении лабигенных структур (формации осадочного чехла и его соотношение с подстилающими комплексами; вулканизм; глубинные параметры и прочее) позволяют выделить среди них несколько типов.

Лабигенные структуры созданы преимущественно за счет вертикальных движений земной коры и этим противоположны рифтогенным структурам, основную роль в формировании которых играют горизонтальные движения.

Все вышесказанное говорит о том, что территория Паннонского бассейна является своеобразным блоком земной коры, прошедшим определенную эволюцию. Начиная с

миоцена, образовался единый блок, в развитии которого преобладали вертикальные движения. Основными направлениями разрывных нарушений на ранних этапах эволюции этого блока (миоцен) были северо-восточные — юго-западные. Разрывные ограничения блока прослеживаются только в консолидированной коре и особенно хорошо отражены в рельефе поверхности Мохоровичича. Следует отметить, что на территории Паннонского бассейна не прослеживается продолжение Эльбско-Лабской зоны, которая четко выражена к северу от Паннонского бассейна. Последние ее проявления известны в Карпатах. Вообще каких-либо крупных структур северо-западного простирания на рассматриваемой площади не обнаружено. Следовательно, нет оснований соединять Эльбско-Лабский и Струмский или Марицкий линейменты напрямую через Паннонский бассейн. Возможно, учитывая сходную историю развития этих структур, надо искать их сочленение в дуге Карпат.

Л и т е р а т у р а

- А р т ю ш к о в, Е. А. 1979. *Геодинамика*. М., Наука; 327 с.
- А р т ю ш к о в, Е. В., Ш л е з и н г е р, А. Е., Я н ш и н, А. Л. 1979. Причины вертикальных движений земной коры. — *Природа*, 10; 2—10.
- Б е л о в, А. А., К н и п п е р, А. Л., Р у ж е н ц е в, С. В. 1976. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области. — В сб. *„Тектоника срединных массивов“*. М., Наука; 117—136.
- К н и п п е р, А. Л. 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — *Тр. ГИН*, 267, М., Наука; 207.
- Н и к о л а е в, В. Г. 1979а. Неогеновые тыловые прогибы периферии Паннонского бассейна. — *ДАН СССР*, 245, 4; 915—917.
- Н и к о л а е в, В. Г. 1979б. Строеие неогеново-антропогенного чехла Паннонского бассейна. — *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 54, 6; 45—55.
- Н и к о л а е в, В. Г. 1980. Неогеновые вулканыты северо-восточной части Паннонского региона. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 4; 36—43.
- Н и к о л а е в, В. Г. 1981. Донеогеновые комплексы и глубинная структура Паннонского бассейна. — В кн.: *Проблемы тектоники земной коры*. М., Наука; 263—271.
- Н и к о л а е в, В. Г. 1983. Консолидированная земная кора Паннонского бассейна. — *Veroff. des ZIPE*, 77; 211—228.
- Н и к о л а е в, В. Г. 1986. Лабигенные структуры западной части Альпийской складчатой области. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1; 64—79.
- С о б о л е в, С. В. 1980. *Физико-петрологические процессы в коре и мантии, приводящие к вертикальным движениям континентальной литосферы*. Автореф. канд. диссерт., М.
- Я н ш и н, А. Л., А р т ю ш к о в, Е. В., Ш л е з и н г е р, А. Е. 1977. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — *Докл. АН СССР*, 234, 5; 1175—1178.
- Я н ш и н, А. Л., Е с и н а, Л. А., К а з а к о в, О. В. и др. 1978. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря. — *Докл. АН СССР*, 239, 4; 941—944.
- Balla, Z. 1982. Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: a new synthesis. — *Tectonophysics*, 88, 1—2; 61-102.
- Berkes, Z., Pogácsas, Gy., Szanyi, B. 1983. *Seismic stratigraphic interpretation of the Neogene sediments in the Derecske depression of Eastern Hungary*. T. 1. Budapest, 158-172.
- Horvath, F., Stegena, L. 1977. The Pannonian basin: a Mediterranean interarc basin. — *Symp. int. Hist. struct. bassins méditerr.*, Split, 1976, Paris; 333-340.
- Konecny, V., Bagdasarjan, G. P., Vass, D. 1969. Evolution of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. — *Acta geol. Acad. sci. Hung.*, 23, 1-4; 259-266.
- Panto, G. 1968. Development of magmas and igneous rocks in the tertiary volcanism of Hungary. — *Geol. Rundschau*, 57; 128-143.
- Pogácsas, Gy., Varga, I. 1983. Characteristic evolution of the Cenozoic structure of the Pannonian Basin as proved by reflection seismic measurements. — *Proc. 17th Assem. Eur. Seismol. Comm.*, Budapest, 21-23 Aug. 1980; 639-647.
- Pogácsas, G. a., Zoltán, L., Tóth, S. 1982. A Zala — és Drávamedence mélyföldtani felépítésének összehasonlító vizsgálata magas fedésszámú reflexiós szeizmikus szelvények alapján. — *Magy. geofiz.*, 23, 5-6; 178-193.
- Rumpler, J., Horvath, F. 1983. *Extensional tectonics on the seismic sections and its significance for the oil exploration in the Pannonian basin*. T. 1, Budapest; 155-157.
- Sclater, J. G., Royden, L., Horvath, F., Burchfiel, B. C., Semken, S., Stegena, L. 1980. The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 51, 1; 139-162.
- Vass, D., Cech, F. 1983. Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians. — *Geol. zborn. Geol. Carpat.*, 34, 4; 411-422.
- Wein, Gy. 1973. Zur Kenntnis der tektonischen strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. — *Jahr. Geol. Bundesanstalt*, 116, Wien; 85-101.