

А. А. ГОЙЖЕВСКИЙ
В. В. НАУМЕНКО
В. И. СКАРЖИНСКИЙ

ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

Институт геохимии и физики минералов

А. А. ГОЙЖЕВСКИЙ
В. В. НАУМЕНКО
В. И. СКАРЖИНСКИЙ

ТЕКТОНО-
МАГМАТИЧЕСКАЯ
АКТИВИЗАЦИЯ
РЕГИОНОВ
УКРАИНЫ

КИЕВ
«НАУКОВА ДУМКА»
1977



2225

УДК 551.244

Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. А. А. Гойжевский, В. В. Науменко, В. И. Скаржинский, «Наук. думка», 120 с.

В книге обобщены проявившиеся в различных регионах Украины процессы тектоно-магматической активизации. Большое внимание уделено анализу блокового строения Украинского щита, резко отличающегося от тектонического плана геосинклинального этапа, а также Карпатам, Крыму и Донецкому бассейну.
Ил. 4, 120 с.

Ответственный редактор
Л. С. Ткачук

Рецензенты *Е. Ф. Шнюков, М. И. Толстой*

Редакция наук о Земле

Г $\frac{20802-368}{M221(04)-77}$ 305—77

© Издательство «Наукова думка», 1977

ПРЕДИСЛОВИЕ

Растущий интерес к процессам тектоно-магматической активизации разнородных структур земной коры и к сопутствующему этим процессам оруденению выразился в появлении за последние десять лет многочисленных публикаций, посвященных различным аспектам этой проблемы. Разнообразие проявлений процессов тектоно-магматической активизации и свободная трактовка этого термина явились причиной того, что термином «активизация» во многих случаях стали обозначать любую тектоническую или магматическую активность, за исключением тех, которые характеризуют геосинклинальные зоны в рамках сложившихся представлений об их стадийном развитии. Поэтому целесообразно разграничить это понятие на две категории в основном по интенсивности тектоно-магматической активности и, следовательно, по их последствиям. К первой категории следует отнести макроструктуры земной коры, равнозначные геосинклинальным и платформенным, возникшие в результате тектоно-магматической активизации в областях завершенной складчатости или платформ — стабильных макроструктур земной коры — и названные различными авторами глыбовыми структурами (Мирчинк, 1940), областями дива (Чень-Гоода, 1956, 1965; Масайтис и Старичкий, 1963, 1964), глыбовыми (Горжевский и Козеренко, 1965), сводово-глыбовыми областями (Карпова, 1968), эпигоналями (Комаров и Хренов, 1962), эпиплатформенными орогеническими поясами (Хаин, 1965), областями автономной активизации (Щеглов, 1968), областями внегеосинклинального орогенеза (Яншин, 1973) и др. В настоящее время, по-видимому, большинство исследователей, занятых проблемой тектоно-магматической активизации, согласны с тем, что последняя может проявиться как в связи с отдельными этапами развития смежных геосинклинальных систем (отраженная активизация), так и независимо от них (автономная активизация).

Ко второй категории можно отнести структуры, возникшие вследствие процессов активизации стабилизированных областей.

Значительная перспективность обнаружения месторождений качественно новых типов, формировавшихся процессами активизации, требует детального анализа фактических материалов и часто переосмысления многочисленных известных ранее данных. И только синтез геологических, геохимических, геофизических исследований и т. п. позволяет выявлять зоны активизации.

В основу настоящей работы положены материалы исследований авторов по металлогении и тектонике Донбасса, Карпат и Украинского щита. При этом, если Донбасс и Карпаты описываются как области с уже установленными

в их пределах процессами активизации, то для территории Украинского щита впервые подробно характеризуются все выявленные зоны, фиксирующиеся главным образом как дизъюнктивные дислокации в мезо-кайнозойском чехле щита, местами сопровождающейся фанерозойским магматизмом.

Для установления зон активизации возможно применение общегеологических, структурных, минералого-петрографических, геохимических, геохронологических, геоморфологических и других методов с обязательным учетом данных геофизических исследований.

В основном зоны активизации характеризуются признаками постплатформенной дизъюнктивной тектонической активности, проявлениями молодого магматизма и образованием оруденения с элементами и минералами-индикаторами эндогенных процессов — флюорита, киновари, висмута, барита и др.

Разная степень изученности регионов Украины либо их частей не позволила однозначно и с одинаковой детальностью описать проявления тектонической и тектоно-магматической активизации различных районов.

В целом настоящая работа является первой попыткой осветить проблему тектоно-магматической активизации для территории Украины.

**ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ
И СТРУКТУР
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ.
КАТЕГОРИИ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ,
ЭПОХИ АКТИВИЗАЦИИ**

Под областями тектонической (тектоно-магматической) активизации подразумеваются консолидированные регионы (древние и молодые платформы и их щиты, складчатые пояса, прошедшие стадию геосинклинального развития вплоть до превращения в область завершенной складчатости), испытавшие после длительного периода тектонического покоя интенсивные тектонические или тектоно-магматические процессы в обстановке платформенного режима развития земной коры.

Причиной возникновения процессов тектонической (тектоно-магматической) деятельности является преобразование глубинной структуры верхней мантии и земной коры. На поверхности земли она выражается интенсивной разломной блоковой тектоникой, магматической вулканоплутонической деятельностью, образованием наложенных впадин с накоплением в них геологических формаций орогенного класса и эндогенного оруденения.

Процессы тектоно-магматической активизации весьма близки процессам орогенного этапа развития геосинклиналей, отличаясь предысторией развития и типом глубинных преобразований литосферы.

В этап тектоно-магматической активизации, как и в орогенный, происходит подновление древних и заложение новых зон глубинных разломов. При развитии блоково-глыбовых дислокаций различие амплитуд блоковых перемещений ведет к формированию обломочных и грубообломочных континентальных отложений в локальных бассейнах аккумуляции.

Резкое различие наблюдается в характере эволюции глубинных частей земной коры. В орогенный этап, венчающий геосинклинальное развитие регионов, в геосинклинальных областях происходит глубокое погружение границы Мохоровичича и резкое увеличение мощности земной коры. Следовательно, орогенный этап представляет собой следствие конструктивного процесса, ведущего к утолщению земной коры.

Этап активизации, протекающий в эпиплатформенных условиях (этап эпиплатформенного орогенеза, по В. Е. Хаину), является этапом деструктивного процесса преобразования земной коры, ведущего к ее утонению.

Такое различие в эволюции глубинных зон регионов объясняет и некоторое различие в развитии процессов магматизма и оруденения. Так, в течение орогенного этапа развития складчатых областей постмагматическое оруденение формируется при затухании тектонической активности и постепенной консолидации складчатых зон. В областях активизации платформы ко времени формирования оруденения тектонические движения усиливаются, хотя и не достигают интенсивности главных фаз складчатости.

В отличие от поясового размещения гранитоидных интрузивов и месторождений согласно с простираемостью структурных зон в орогенных складчатых областях на активизированных платформах интрузии (часто с концентрическими сериями даек) и эндогенное оруденение имеют площадное распространение на различных структурных элементах платформенного этапа развития. Оруденение часто локализуется вне зон наземного вулканизма, концентрируясь в платформенном чехле и породах фундамента.

Центры мелких кольцевых структур приурочены к прямолинейным зонам глубинных разломов, что выражается в цепочечном расположении кольцевых структур вдоль разрывов. Положение отдельных кольцевых структур фиксирует узлы пересечения глубинных разломов.

«В целом, кольцевые структуры проявляют себя как долгоживущие унаследованные структуры, с которыми связываются как эффузивный и интрузивный вулканизм, так и осадконакопление. Рудные проявления могут быть приурочены к внешним зонам кольца, причем местами устанавливается концентрическая зональность в распределении типов минерализации» (Томсон, 1964).

Одной из характерных особенностей проявления процессов тектоно-магматической активизации является образование наложенных вулканических поясов, в своем размещении контролирующихся зонами региональных глубинных разломов.

В локальных участках вулканических поясов образуются линейные и изометричные ореолы магматизма (Фаворская, Томсон и др., 1969). Среди первых — ленточные, поясовые, поясово-перистые, линейно-блоковые, четковидные; среди вторых — изометрично-блоковые, кольцевые, овальные. Одни локализируются в разломах, другие являются площадными.

Интрузивные тела или их группы часто образуют пологие купола, в сводах сопровождающиеся локальными гравитационными минимумами и местными поднятиями в рельефе. Это характерно для мезозойских и кайнозойских гранитов. Вместе с тем встречаются интрузивные массивы с положительными гравитационными максимумами основных масс. Системы интрузий формируют пояса, совпадающие с осевыми зонами сводовых поднятий. В вулканических поясах на основании палеовулканических реконструкций установлено участие в их строении вулкано-текто-

ических структур и кольцевых комплексов (Фремд, Рыбалко, 1972).

По своему характеру области тектоно-магматической активизации обладают специфическими чертами глубинного строения, что является следствием процессов глубинных преобразований вещества земной коры и верхней мантии и выражается в характере магматической деятельности, формационном составе отложений, образовании структурных форм и т. п.

Синтез данных по строению областей тектоно-магматической активизации дает возможность выделить признаки процессов активизации: а) в приповерхностной части земной коры — на поверхности и б) в глубинной структуре как результат преобразования последней подкорковыми процессами.

Поверхностными признаками являются:

1. Процессы тектоно-магматической деятельности происходят в платформенный этап развития регионов после длительного состояния покоя в областях, прошедших геосинклинальную стадию и завершивших свое консолидационное становление. Характерной чертой является жесткость консолидированного основания. Субстрат новых тектонических форм представлен консолидированными сооружениями древних складчатых эпох. Активизация охватывает огромные площади, часто развиваясь одновременно на территории различных структур.

2. Интенсивная разломная тектоника, выражающаяся в образовании молодых или омоложенных древних глубинных разломов и опережающих их нарушений.

3. Образование сводово-глыбовых поднятий и рифтовых зон.

4. Интенсивные процессы вулканизма и интрузивного магматизма трещинного типа. Характерно широкое развитие основных магматических пород; гранитные породы содержат большое количество кремнекислоты, калий преобладает над натрием, железа и магния мало. Основные породы проявляются позже кислых. Для гранитов типична постоянная связь с разломными структурами.

5. Образование наложенных депрессий, выполненных вулканогенно-осадочными и терригенно-угленосными отложениями.

6. Накопление мощных толщ молассовых, соленосных и угленосных формаций орогенного класса.

7. Формирование эндогенного оруденения сиалического профиля в начале проявления процессов активизации и симатического — в конце.

Глубинные признаки проявления процессов активизации следующие:

1. Подъем поверхности астеносферного слоя, следствием чего является поступление значительных масс базальтоидного вещества из подкорковых глубин; утонение земной коры в результате уменьшения мощности «гранитного» слоя и увеличения «базальтового», ведущее к базификации (океанизации) земной коры;

2. Образование палингенных кислых и промежуточных основных магматических очагов на различных уровнях земной коры, возникающих по мере продвижения базальтового вещества к поверхности по зонам глубинных разломов и опережающего его движения теплового фронта;

3. Интенсивный тепловой поток.

Тектоно-магматическая активизация консолидированных структур по характеру связи с развитием геосинклинальных систем подразделяется на отраженную и автономную, отличающихся одна от другой составом и формами проявления магматизма.

Так, по данным Н. П. Михайлова и А. Д. Щеглова (1972), проявления магматизма в областях отраженной активизации связаны с определенной стадией более молодой геосинклинальной области и характеризуются особенностями, присущими этой стадии. Здесь развиты производные мантийных (базальтовых и ультраосновных) и коровых (анатектических) гранитоидных магм. При синхронном формировании зон активизации и геосинклиналей на ранних стадиях породы имеют основной и ультраосновной состав (габбро-диорит-диабазовые, перидотит-пироксенитовые, перидотит-пироксенит-норитовые, щелочно-основные, щелочно-ультраосновные с карбонатитами); им свойственны трещинное излияние и контроль магматизма локальными разломами краевых зон геосинклинальных прогибов. В средние стадии геосинклинального развития активизированным бортовым частям платформ и срединным массивам свойственно образование плутонов гранодиоритового состава, местами со слабой редкометальной минерализацией. Массивы контролируются зонами крупных разломов.

Магматические образования, характерные для поздних стадий развития геосинклинально-складчатых зон, широко проявляются в их активизированных бортовых частях. Они представлены преимущественно гранитоидами или щелочными магматитами (до щелочных и нефелиновых сиенитов). Для эффузивов также свойственна повышенная щелочность. Они образуются в активизированных зонах синхронно с наземными порфировыми формациями (трахиандезитовой, трахилипаритовой, трахилипарит-трахибазальтовой) смежной складчатой области. Авторы различают два вида отраженной активизации в зависимости от характера активизирующихся структур. Первый тип выражен в активизации краевых частей геосинклинальной рамы и крупных геосинклинальных поднятий, созданных предшествующим незавершенным тектоно-магматическим циклом. Наблюдаемая в полициклических складчатых областях активизация выражается в образовании расколов жестких структур и магматических наложенных (ксеногенных) формаций, по составу близких или идентичных таковым геосинклинальной области. Это происходит вследствие миграции магматизма из геосинклинали в зону же-

сткой активизирующей рамы. И здесь развиты диорит-гранодиоритовые-гранит-граносиенитовые интрузивные и андезитовые — липарит-базальтовые эффузивные формации.

Вторая разновидность отраженной активизации обусловлена переработкой геосинклинальных рам или срединных массивов, созданных значительно более древним циклом или непосредственно предшествующим завершенным циклом. В этом случае активизирующиеся структуры характеризуются большой стабильностью и жесткостью. Поэтому тектонические процессы в геосинклинально-складчатой области вызывают глыбовые перемещения, влекущие за собой снятие давления под сводами жестких структур, образование на различных энергетических уровнях магматических очагов гранитоидного и базальтового состава. В связи с этими процессами возникают дифференцированные, часто расслоенные интрузии и эффузивно-интрузивные ассоциации, близкие к платформенным (перидотит-пироксенит-норитовые, щелочно-основные, щелочно-ультраосновные и т. д.).

Для магматических формаций зон отраженной активизации устанавливается четкая зависимость особенностей их состава от степени консолидации структур. В первую стадию формируются континентальные вулканогенные формации в ассоциации с трещинными или субвулканическими интрузиями пестрого состава. Вторая стадия выражена формированием наложенных приразломных депрессий с континентальными молассами и угленосными породами. В эту же стадию возникают малые субвулканические интрузии (дайки, штоки, лакколиты) основных щелочных пород и ассоциирующие с ними небольшие поля эффузивов. Для третьей стадии характерно образование небольших покровов трахибазальтов, совершенно неизвестных в областях отраженной активизации.

Процессы автономной активизации фиксируются лишь в строго определенные эпохи: поздний протерозой — ранний кембрий, девон, пермь — триас, мел, неоген — ранний плейстоцен. Замечено, что эти эпохи соответствуют границам тектоно-магматических циклов в геосинклинально-складчатых зонах и совпадают с этапами магматизма на платформах. Это неоднократно отмечали В. Е. Хаин (1965) и Ю. М. Шейнманн (1968), подчеркивая, что активизация древних платформ происходит в начале небольших циклов. Соотношение орогенных зон и областей магматизма на платформах Шейнманн объясняет результатом влияния процессов в орогенной области на платформу.

Для областей автономной активизации характерны сводовые поднятия, блоковая тектоника, рифтовые структуры, высокая сейсмичность, повышенные значения теплового потока, отрицательные изостатические аномалии. Типичен определенный разрез тектоносферы — резкое уменьшение «гранитного слоя» в результате увеличения «базальтового слоя» при общей незначительной мощности земной коры и малых глубинах залегания

верхней мантии. В то же время области отраженной активизации характеризуются более мощной, чем области автономной активизации, сиалической корой.

Одной из главнейших тектонических форм проявления автономной активизации являются рифтовые структуры и зоны поперечных поднятий.

В локализации полезных ископаемых в складчатых зонах и консолидированных регионах значительное место принадлежит поперечным дислокациям. Этим структурам посвящена значительная литература в основном альпийских геологов (Аргана, Кобера, Кинга, Кросса и др.). Поперечные дислокации Крымско-Кавказского региона, частично располагающиеся на территории Украины, описаны в монографии М. А. Кашкая, Г. П. Тамразяна (1967). Авторы отмечают, что эти поперечные дислокации связаны с неоднократно периодически возобновляющейся унаследованностью и наличием в каждую эпоху двух сопряженных самостоятельно существующих направлений дислокаций.

Поперечные дислокации представлены пликативными и дизъюнктивными структурами. Они имеют (для Крыма и Кавказа) близмеридиональную региональную ориентировку при северо-восточном направлении локальных структур. Разломы чаще бывают северо-восточной ориентировки. Основными характерными чертами поперечных дислокаций являются: отражение в орографии положительных наземных или подводных структур; проявление в пределах поднятий наиболее современных положительных вертикальных движений с наиболее значительными скоростями; сейсмические движения с приуроченностью эпицентров землетрясений в основном к зонам разграничения областей поднятий и опусканий; резко аномальное тепловое поле и распространение термальных источников в зонах, связанных с глубоко проникающими разломами северо-восточного направления; проявление интенсивной магматической активности (в вулканической, вулканоплутонической и плутонической формах). Наиболее мощные извержения магмы приурочиваются к узлам пересечения поперечных и продольных структур, которые являются контролирующими и для эндогенного оруденения.

В Крымско-Кавказском регионе авторы выделяют семь близмеридиональных зон дислокаций, проходящих через всю провинцию и часто продолжающихся в смежных геосинклинальных и платформенных областях, — Крымской, Керченской, Гагринской, Ставропольско-Эльбрусской, Мангишлакско-Казвинской, Новороссийской, Геленджикской.

На территории Украины из перечисленных находятся первые две структуры.

1. Крымское региональное поперечно-меридиональное поднятие проходит через Крымский п-в. Проявляется складчатым обломком, гравитационным максимумом полуострова и высокой температурной аномалией Степного Крыма (термальный купол

с максимальной температурой 73°С приходится на осевую часть поднятия). Севернее, на участке Кривой Рог — Днепропетровск — Полтава, структура фиксируется как зона интенсивных современных вертикальных движений (значительных поднятий), а еще севернее — аналогичная (но несколько менее интенсивная) зона современных поднятий в районе Брянска — Вязьмы — Смоленска.

Южное продолжение Крымского поднятия пересекает Черное море (обуславливается нережимом его котловины) и переходит на северный выступ Малой Азии в сторону Черного моря.

2. Керченское региональное поперечно-меридиональное поднятие выражено слабо. Оно проходит через Керченский п-в и отличается повышенным тепловым режимом недр, который либо обусловлен подтоком тепла по разломам с больших глубин или связан с молодым интрузивным магматизмом. Северное продолжение поднятия предположительно намечается по двум участкам интенсивных современных поднятий — к северу от Купянска. Южное продолжение Керченского поднятия отчетливо фиксируется на дне северного подводного склона Черного моря по изобатам (на глубине 1—2 км) и далее — во впадине Черного моря проходит через подводные поднятия вблизи 36-го меридиана.

В поперечных структурах Крымско-Кавказского региона магматическая активность наблюдается в течение всей истории развития — в докембрии, в палеозое, в связи с киммерийской и альпийской складчатостью, а также в неоген-антропогеновый этап развития. Следует подчеркнуть, что, по мнению М. А. Кашка и Г. П. Тамразяна, последний этап, возможно, рассматривается как начало возникновения самостоятельной складчатости. В этот этап происходит «омоложение» более древних поперечных разломов, унаследование и проявление новых дизъюнктивов, оживление разломов, приуроченных к узлам пересечения поперечных и продольных структур.

Интенсификация развития поперечных поднятий и развитие магматизма в Кавказско-Альпийской системе знаменуют неогеновый и антропогеновый периоды.

Тектоно-магматическую активизацию принято подразделять на автономную и отраженную (или сателлитную), из которых первая считается независимой, а вторая — объясняется синхронными процессами в смежных геосинклинальных системах. Они отличаются одна от другой главным образом составом и формой проявления магматизма.

Проведенные исследования в различных регионах Украины и анализ литературных материалов свидетельствуют о причинной зависимости обоих типов активизации от единых глубинных процессов, что указывает на возможно единый механизм образования магматических очагов этих этапов. Наблюдаемые на земной поверхности качественно различные проявления активизации

являются, очевидно, следствием различия строения и состава земной коры активизирующихся структур.

В связи с этим мы рассматриваем процессы активизации вне зависимости от возможной их принадлежности к автономным или отраженным, а по характеру активизирующихся структур — истории их развития, строения и состава, эндогенного оруденения. Переходя к характеристике металлоносности зон активизации, необходимо остановиться на их подразделении Е. Д. Карповой.

Е. Д. Карпова (1973) среди главных типов активизированных областей и зон на древних платформах выделяет три типа. К первому относятся активизированные щиты древних платформ с выступающим на поверхность древним фундаментом. Второй характеризуется развитием процессов активизации плит древних платформ, перекрытых осадочным чехлом. Третий объединяет эпиплатформенные складчатые области в краевых и внутренних зонах опускания кристаллического основания с мощным осадочным чехлом. Следует отметить, что Карпова к третьему типу относит и Донбасс на том основании, что здесь складчатонадвиговые движения сменялись непосредственно глыбовой перестройкой в сопровождении магматизма и рудной минерализации. Представляется, что если следовать принципам автора, то многие складчатые зоны, в дальнейшем активизированные, необходимо относить к таковым с момента заложения, что, очевидно, не соответствует действительности.

Металлогения перечисленных трех типов областей зависит от характера и интенсивности проявления магматизма. В случае слабого проявления магматизма развиты низкотемпературные жильные и метасоматические месторождения свинца, цинка, ртути, мышьяка, флюорита, барита.

В случае преобладания гранитного магматизма ведущую роль играют высоко и среднетемпературные месторождения вольфрама, олова, бериллия, ниобия (гнейзеновые кварцево-жильные и др.), сочетающиеся с более поздними гидротермальными месторождениями ртути, сурьмы, свинца, цинка, флюорита в парагенетической связи с малыми интрузиями и дайками различного состава или без связи.

Там, где наиболее широко распространены щелочные интрузивно-вулканогенные комплексы, — развиты гидротермальные месторождения золота и слабо — молибдена, цветных металлов, флюорита.

Т. В. Билибина (1973) отмечает, что развитие процессов активизации щитов различных континентов, происходящих в мезозое и кайнозое, связывается с областями блоковых подвижек в зонах глубинных разломов щита. При этом в депрессионных частях щитов происходило накопление континентальных угленосных и осадочно-вулканогенных отложений. Со сводово-бло-

ковыми поднятиями связываются интрузивные и вулканогенно-интрузивные комплексы, главным образом гранитоидного и щелочного составов.

Наиболее ранние процессы фанерозойской активизации возникают в палеозое. Мезозойской активизации были подвержены многочисленные крупные регионы (Африка, Китай, Австралия, Юж. и Сев. Америка, Сибирская платформа, Украинский щит и др.).

Автором определяется время развития процессов активизации для всех щитов как юра — мел и для некоторых — третичное.

Т. В. Билибина (1973) выделяет две группы месторождений областей активизации: 1) экзогенные угленосные месторождения в континентальных впадинах; 2) эндогенные гидротермальные месторождения. Происхождение последних связано с гранитоидами и щелочными интрузиями, а также вулканогенно-интрузивными формациями. В свою очередь, среди месторождений второй группы выделяются две ассоциации: а) грейзеновые и жильные месторождения олова, вольфрама и др., иногда совместно с сульфидами меди, свинца и цинка; б) метасоматические и жильные месторождения сурьмы, ртути, свинца, цинка, флюорита и барита. Меловые и третичные редкометальные карбонатиты Африканской платформы также являются результатом процессов активизации. Флюоритовые месторождения Индии связаны с третичными траппами Декана и т. п.

Т. В. Билибина (1973) связывает с тектоно-магматической активизацией на Алданском щите формирование месторождений экзогенной (каменноугольные месторождения Чульманского района) и эндогенной групп. Эндогенные месторождения представлены ассоциацией золото-сульфидных и флюоритовых месторождений, молибденовой и амфибол-асбестовой минерализацией, бедными магнетитовыми скарновыми залежами. Все оруденения связаны с калиевыми щелочными породами. В активизированных областях Джугджуро-Становой зоны отмечается золотое и молибденовое оруденение, отличное от месторождений алданской группы. Эти группы эндогенных месторождений характеризуют мезо-палеозойскую активизацию кристаллических щитов.

Развитие щитов в кайнозое сопровождается созданием экзогенных концентраций золота, редких земель, титана, циркония (россыпи и кора выветривания), железа и бокситов (кора выветривания).

В целом наиболее ярко характеризуют металлогенический облик щитов железо, золото, уран, медь, никель, кобальт, хром, платина, марганец, которые создают крупные месторождения, а также титан, свинец, цинк, олово, бериллий, литий, тантал и ниобий. Ведущими металлами являются вольфрам, олово, золото, свинец, цинк, сурьма, ртуть, а также флюорит.

Ртутные месторождения областей активизации характеризуются особенностями оруденения, близкими к таковым орогенных этапов геосинклинально-складчатых зон.

Оруденение орогенного этапа характеризуется более широким вертикальным размахом, чем рудные тела этапа тектономагматической активизации. Последние связаны с рудоносными структурами вблизи поверхности — в фундаменте, платформенном чехле и формациях этапа активизации, что объясняется усилением тектономагматической деятельности к завершению этапа активизации.

Вещественный состав эндогенных месторождений определяется спецификой тектонической структуры. Более длительно существующим краевым швам соответствуют полицикличные рудные пояса (олово, вольфрам, медь, свинец, цинк, молибден, сурьма, железо, титан, фтор и др.), перикратонным прогибам с мощными терригенно-карбонатными толщами — ограниченный набор рудных элементов — свинец, цинк, железо часто теле-термального типа.

Для областей активизации с преобладающим развитием вулканизма определенного состава характерна специфическая металлогеническая нагрузка. Так, с кислым магматизмом связано оловянно-вольфрамовое оруденение, с основным — полиметаллическое, с щелочным — редкоземельное, со смешанным — молибдено-вольфрамовое и золотое. Здесь ведущим магмоподводящим и магмогенерирующим структурным фактором являются зоны разломов, которые часто, благодаря пересечению с радиальными разрывами, создают групповую концентрацию вулканогенно-плутонных образований. Для таких тел типичны лакколитоподобные, штокообразные формы зонально-кольцевого строения, усложненные вулканическими постройками.

С малыми субвулканическими интрузиями основных и щелочных пород ассоциируют флюоритовые эпитептермальные месторождения.

В целом эндогенному оруденению областей активизации свойственны: незначительные глубины формирования (до 1000 м) при небольших давлениях (часто атмосферных) с четко проявленной вертикальной зональностью, заключающейся в увеличении с глубиной сульфидных минералов. Размах оруденения часто составляет 500—600 м и более; проявление нескольких стадий минерализации, причем вольфрам-оловянно-молибденовые стадии предшествуют рудообразованию золота, полиметаллов и урана; рудообразование обычно завершается проявлением карбонатных стадий и стадий халцедоновидного кварца, сопровождаемых флюоритом, сурьмой, баритом, киноварью, реже — золотом и марганцем; полосчатые, брекчиевидные (кокардовые), почковидные натечные, колломорфные и другие текстуры руд; широко встречаются сульфосоли в урановых, свинцово-цинковых, золоторудных минералах, повышенные содержания в рудах

теллура; характерны сферолитовые формы топаза, широкое распространение аметиста. Урановая минерализация — «космополитична» и проявляется во всех месторождениях флюорита, полиметаллов, золота и др.

Для всех типов эпитермальных месторождений характерен марганец. Окислы марганца, манганокальцит, родохрозит, родонит и другие — постоянные спутники флюоритового, баритового, свинцового, золотого и других оруденений (Щеглов, 1968, 1971).

В эндогенных месторождениях первой и второй (ранней и поздней) стадий активизации отмечается близкий набор элементов. Ведущие — вольфрам, свинец, цинк, золото, серебро, медь, фтор, марганец, реже — барий и стронций.

Олово и вольфрам, висмут и медь — это металлы ранней стадии активизации. Они образуют крупные концентрации. Сурьма и ртуть фиксируют позднюю стадию активизации. В урановых и свинцово-цинковых месторождениях ранней и реже — поздней стадий иногда широко развиты никелевая и кобальтовая минерализация (арсениды, сульфоарсениды).

Элементами-индикаторами процессов тектоно-магматической активизации является марганец — в месторождениях ранней стадии фиксируется в разных минералах, но основное значение имеют окислы и гидроокислы в эпитермальных месторождениях поздней стадии, ртуть — в месторождениях поздней стадии. Характерным элементом-индикатором зон активизации является фтор.

Существуют активизированные области и области с проявлениями процессов активизации. В первых интенсивно развиты процессы формирования сводово-глыбовых поднятий, активизация распространяется на значительные площади и структуры; во вторых развиты мелкие многочисленные проявления магматизма, тектонические преобразования и эндогенные процессы, не выходящие за рамки локальных, иногда зональных проявлений. Чаще всего они выражаются в подвижках по зонам разломов, местами с развитием магматических разновозрастных проявлений.

На Украине можно выделить активизированные области — Закарпатский прогиб, Днепровско-Донецкую впадину и области с проявлением процессов активизации: Украинский щит, Крым, Донбасс.

Проявления процессов активизации вызваны глубинными преобразованиями вещества верхней мантии и земной коры и фиксируются разломными зонами первого порядка. Отражение глубинных процессов в самых верхних частях земной коры (в кристаллическом фундаменте и его чехле) выражается в блоковых движениях и создании разломных структур — зон второго порядка. В этом случае Крымское и Керченское поперечные поднятия следует относить к зонам активизации первого порядка, а многочисленные региональные разломы Украинского щита считать зонами активизации второго порядка.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Различные исследователи классифицируют активизированные области, исходя из разных принципов.

В. И. Смирнов выделил среди древних платформ интенсивно активизированные (с гранитоидами и оруденением олова, вольфрама, свинца, цинка) активизированные (с кимберлитами и габброидными, ультраосновными — щелочными интрузиями), слабо активизированные (им свойственны телотермальные месторождения свинца и цинка) и неактивизированные.

Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965) выделяют четыре типа «глыбовых зон» с развитием в них кислого гранитоидного, умеренно кислого гранитоидного магматизма и малых интрузий разного состава: щелочных гранитоидов и ультраосновных — щелочных пород.

Детальную характеристику и подразделение зон активизации по комплексу признаков в своих трудах изложил А. Д. Щеглов (1968, 1971), что приведено нами при описании особенностей активизированных зон.

В связи с необходимостью выяснения интенсивности проявлений процессов активизации, их потенциальной рудоносности и соотношения молодых активизированных структур с древними; целесообразно группировать структурные единицы Украины в зависимости от характера древних тектонических элементов, испытывавших процессы тектоно-магматической активизации.

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы и смежных геосинклинальных систем активизированные области и структуры можно подразделить на *активизированные платформы*: на архейско-протерозойском основании — Украинский щит, Вольно-Подольская плита, Днепровско-Донецкий рифт, — на палеозойском основании — краевая часть Скифской платформы; *активизированные срединные массивы*: на допалеозойско-нижнепалеозойском основании — краевая часть Паннонского срединного массива; *активизированные складчатые области*: на палеозойско-нижнепалеозойском основании — Донецкая складчатая область.

ЭПОХИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Я. Н. Белевцев и Г. И. Каляев (1973) для территории Украинского щита выделяют ранне-среднепротерозойскую (возрастом 1900—1600 млн. лет), позднепротерозойскую (возрастом около 1200 млн. лет), палеозойскую (Волновихская и Покрово-Киреевская зоны) и мезозойскую (Болтышская впадина и западные части щита) эпохи активизации, подчеркивая исключительную важность докембрийской активизации.

Н. П. Семененко (1972), анализируя проявления магматизма на Украинском щите, указывает на развитие эффузивного вул-

7. Раннеальпийская — оживление разломных структур и движения блоков Украинского щита с образованием наложенных впадин типа Конкско-Ялынской, формирование вулканических структур (Болтышской, Ротмистровской и др., впадины на северном склоне Украинского щита), кислого вулканизма на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива, интрузивного магматизма в Степном Крыму.

8. Позднеальпийская эпоха — омоложение региональных разломов в основном глубинного заложения в краевой части Паннонского срединного массива с синхронным развитием кислого и основного вулканизма. С этими процессами связано формирование золоторудного, золото-полиметаллического, ртутно-полиметаллического, ртутного, мышьяково-сурьяно-ртутного оруденения и теллур-висмутовой минерализации.

В Керченско-Таманском районе Крыма с процессами кайнозойской активизации связан грязевый вулканизм с минеральными ассоциациями рудных минералов: пирита, сфалерита, киновари, реальгара, аурипигмента и др.

Геосинклинальный этап развития Украинского щита завершился 1700 млн. лет назад («Геохронология», 1965) складчатостью отложений осницкой серии и становлением пород осницкого комплекса. С начала позднего протерозоя территория начала развиваться в платформенных условиях. Роль складчатых движений свелась к минимуму, они практически прекратились, ведущее значение приобрели разрывные нарушения, не связанные с развитием складчатых структур.

Таким образом, начиная с позднего протерозоя изменился характер тектонических движений и снизилась их интенсивность, хотя и на платформенном этапе развития территории щита они оставались значительными, на что указывают огромные мощности верхнепротерозойско-фанерозойских отложений, накопившихся вокруг щита и образовавшихся из продуктов сноса. Многокилометровые толщи отложений на Волыно-Подольской плите, в Припятском грабене, Днепровско-Донецкой впадине, Донбассе, Причерноморской впадине говорят о суммарном многокилометровом воздымании территории щита за время накопления этих осадков. О разрушении горной страны, как это представляли некоторые исследователи, не может быть и речи. Горной страны на территории щита не было, о чем свидетельствует отсутствие более или менее значительных грубообломочных толщ; даже овручские и полесские отложения представлены почти исключительно мелкозернистыми песчаниками. Следовательно, рельеф был равнинным, и поступление материала для накопления мощных толщ могло обеспечиваться лишь в результате прерывистого, но неуклонного подъема территории щита.

Воздымание территории щита было неравномерным не только во времени, но и в пространстве, что обуславливалось дифференцированными движениями блоков. Это проявилось в различной глубине среза докембрийского фундамента разных частей щита, что четко видно на карте фаций метаморфизма И. С. Усенко и др. (1971), отражающей неравномерность движений блоков. Авторы отмечают, что «структура щита блоковая. Разломы имеют субмеридиональное и субширотное простирание и мантийное заложение. Вертикальные смещения по ним значитель-

ные; выведенные на поверхность породы в отдельных блоках в большинстве случаев отвечают различным уровням метаморфизма». Так, на Волынском блоке развиты в основном породы амфиболитовой фации, а на Подольском — гранулитовой. «Крупные блоки, в свою очередь, рассечены многочисленными сбросами, но уже без существенных смещений».

Глубокое заложение главнейших разломов, разделяющих крупные блоки, в том числе и глыбы, подтверждено геофизическими исследованиями, особенно методом ГСЗ. По данным, приведенным и обобщенным в книге А. В. Чекунова (1972), для Украинского щита характерна резкая дифференцированность рельефа раздела М с перепадом глубин 30—55 км.

Пока что пройдено ограниченное количество профилей ГСЗ; поэтому схему рельефа раздела М, помещенную в книге А. В. Чекунова, действительно, приходится рассматривать лишь как схему. Однако на основании этой схемы уже сейчас можно сделать важные выводы, имеющие непосредственное отношение к процессам тектонической активизации, происходившим на территории Украинского щита в период платформенного этапа ее развития.

1) Ориентировка полос с различной мощностью земной коры строго меридиональная, а полосы с повышенной мощностью коры резко обрываются на северных и южных концах, так как они ограничены меридиональными и широтными разломами мантийного заложения.

2) Из сопоставления схемы А. В. Чекунова с прилагаемой картой (см. рис. 1) и ранее опубликованной схемой зон мезо-кайнозойской тектонической активизации Украинского щита (Гойжевский, 1974) вытекает, что полосы различной мощности коры во многих случаях в общих чертах совпадают с крупными блоковыми структурами, выделяемыми нами. Так, Волынской и Подольской глыбам соответствует полоса с мощностью коры 40—45 км, Уманской — 50, Кировоградской — 36—40, Среднеднепровской глыбе — 50—55, Волчанской глыбе — 30, Приазовскому массиву — 36—40 км.

3) Поскольку распределение мощностей коры не соответствует направлению основной докембрийской складчатости щита — северо-западному — и отвечает структурам платформенного этапа развития территории, то можно считать, что нынешний рельеф поверхности М возник именно на платформенном этапе, а изменения его явились причиной тех процессов активизации, которые наблюдаются на поверхности докембрийского фундамента, в осадочном чехле щита и в современном рельефе региона.

Неравномерность движений блоков щита (здесь и дальше речь идет о блоках и разломах платформенного этапа развития!) устанавливается по различиям в характере разновозрастных отложений, распространенных как на щите, так и на его склонах и

в сопредельных районах, мощностях разновозрастных осадочных толщ, в характере рельефа поверхности фундамента и т. д.

Четко выраженное блоковое строение Украинского щита в наиболее молодом и доступном изучению мезо-кайнозойском структурном плане его позволило автору произвести тектоническое районирование щита применительно к мезо-кайнозойскому этапу развития (Гойжевский, 1974). На территории собственно щита и его склонов, разграниченных региональными разломами преимущественно широтного и меридионального, отчасти северо-западного направлений, выделены следующие глыбы с различными высотами более или менее горизонтальной (если исключить древние долины) поверхностью фундамента: Волынская (270—300 м), Уманская (160—180 м), Кировоградская (140—150 м), Среднеднепровская (100—120 м) и Волчанская (150—170 м). Выделены северный, западный, юго-западный, южный и северо-восточные склоны щита с высотами фундамента от 150—200 до — 200—600 м. Обособленное положение занимает Приазовский массив (глыба). Склоны щита отделены от сопредельных регионов также зонами региональных разломов. Этому структурному плану соответствует распределение мезо-кайнозойских осадочных толщ и фаций разновозрастных отложений, высот современной дневной поверхности и т. д.

Украинский щит и его склоны характеризуются четко выраженным блоковым строением, развивающимся на платформенном этапе и резко отличающимся от тектонического плана геосинклинального этапа. Щит и его склоны разбиты многочисленными разломами различной значимости — от глубинных, разделяющих блоки с различной мощностью земной коры, до небольших, локальных, не выходящих за пределы толщи земной коры.

Наиболее крупные разломы, пересекающие всю территорию щита и уходящие далеко за его пределы, и обладающие признаками глубинных разломов, выделяются как зоны тектонической активизации, так как с ними связаны наиболее значительные суммарные перемещения блоков на несколько километров. Даже в мезо-кайнозое амплитуды движений в отдельных зонах достигали 500—600 м. Во многих случаях в зонах происходят значительные изменения мощности земной коры. С этими зонами связаны платформенные магматические породы и явления омоложения пород, образовавшихся на геосинклинальном этапе развития. Поэтому такие зоны можно называть и зонами тектоно-магматической активизации. Ширина зон активизации 15—20 км и они характеризуются весьма сложным строением.

Среди блоковых структур собственно щита наиболее крупными являются глыбы площадью 20—30 тыс. км². Они разделены зонами активизации, ограничивают щит и его склоны. Глыбы и склоны распадаются на блоки (площадь 3—5 тыс. км²), отчлененные региональными разломами, но, как правило, без

убедительных признаков разломов глубинных (эти разломы условно именуются основными). Блоки распадаются на «мелкие блоки», разделенные «второстепенными» разломами (площадь таких блоков — несколько сотен квадратных километров).

Предложенная классификация разломов и блоковых структур не является формальной. Если говорить о разломах, то масштабность их соответствует интенсивности тектонических движений и связанного с ними магматизма, а также роли разломов в формировании палеогеографических обстановок и осадочных толщ. Масштабность блоковых структур соответствует интенсивности сноса или седиментации осадков в их пределах, степени изменчивости древнего и современного рельефа, изменению мощности осадочного чехла и его состава.

Платформенные разрывные и блоковые структуры щита возникли и начали развиваться в позднем протерозое. Фактический материал, дающий возможность характеризовать эти структуры и особенно историю их развития, неравноценен. Больше всего данных для изучения их развития в мезо-кайнозое. Меньше сведений о предшествующих периодах. Поэтому при характеристике структур щита отправной позицией является нынешний мезо-кайнозойский структурный план территории, унаследовавший структурный план, возникший в позднем протерозое и развивавшийся в палеозое.

Разломы, в том числе и зоны тектонической активизации, выделялись на основании совокупности различных признаков. Учитывались данные о распределении мощностей земной коры и относящиеся к внутреннему строению фундамента. Принимались во внимание те разломы, которые показаны на геологических картах докембрия и характеризуются признаками, свидетельствующими о возникновении и развитии их на платформенном этапе. В частности, это относится к разломам, разграничивающим блоки с различной глубиной среза (см., например, Усенко и др., 1971). Наиболее четко подобные разломы показаны на тектонической карте Украинского щита, составленной под редакцией К. Ф. Тяпкина (Тяпкин и др., 1966; Бабчук и др., 1966). Учитывались также многочисленные признаки, относящиеся к древнему и современному рельефу, расположению протяженных прямолинейных долин, особенно древних, врезанных в поверхность фундамента, границам площадей распространения осадочных толщ, современной орографии и т. д. Важнейшим методом для выявления ныне существующих блоковых структур стал анализ среднемасштабной карты рельефа фундамента, составленной нами на основании обильного, в том числе и новейшего фактического материала и аналогичных карт, отражающих рельеф различных осадочных толщ, начиная от триасовых и кончая понтическими. Этот анализ показал, что водораздельные пространства между древними долинами предельно выравнены и нередко на протяжении многих десятков километров почти

горизонтальные в пределах собственно щита; также выравнены водораздельные пространства и на склонах щита, но они, как правило, наклонены от щита; выдержанные по высоте участки (на склоне при следовании вдоль них) сменяются участками с другими высотами, на некотором расстоянии высоты вновь меняются и т. д. Смена высот происходит в нешироких прямолинейных зонах, отражающих положение зон разломов. Иногда к разломам приурочиваются четко выраженные сбросы поверхности фундамента со значительной амплитудой (до 500 м).

Анализ расположения высот поверхности фундамента дал возможность воссоздать современную блоковую структуру Украинского щита и его склонов. Оказалось, что все разломы платформенного этапа развития выражены как в строении фундамента, так и в рельефе его поверхности.

ОПИСАНИЕ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ

Выделяются следующие зоны тектонической (тектоно-магматической) активизации: *широтные* — Северо-Украинская, Андрушевская, Винницкая (Кременчугская), Южная, Конкская, Азовская; *меридиональные* — Корецкая, Усовская, Звиздаль-Залеская, Остерско-Первомайская, Смелянская, Александрійская, Запорожская, Азово-Павлоградская, Куйбышевская, Зачатьевская, Еланчикская; *северо-западного направления* — Подольская и Днепровская (рис. 1).

Северо-Украинская горстовая зона. Под этим названием выделяется узкая широтная зона северной части Украины, в состав которой входят Припятский вал, Дубровицкий и Овручский горсты, горст в районе Чернобыля и другие структуры (Гойжевский, 1975). В пределах Украинского щита зона прослеживается на 170 км при ширине 15—21 км. По Прилукскому разлому она соприкасается с северным склоном щита, а на юге ограничена Норинским разломом. Зона является краевой по отношению к Волинской глыбе.

На протяжении 80 км в Северо-Украинской зоне развиты породы верхнепротерозойской осадочно-эффузивной овручской серии мощностью до 1200 м (Дранник, 1968). Они залегают на выветрелой поверхности коростенских гранитов, возраст которых по биотиту составляет 1700 млн. лет*. В составе серии выделены збраньковская и толкачевская свиты. Максимальная мощность первой 350 м. Кое-где в основании ее находится серый грубозернистый песчаник с обломками коростенского гранита незначительной мощности, но обычно на граните залегают диа-

* Здесь и далее используются в основном возрасты пород Украинского щита, приведенные в книге «Геохронология докембрия Украины» (1965), в сводке Н. П. Семененко, Н. П. Щербака и др. «Разработка абсолютной геохронологии геологических формаций» (ИГФМ АН УССР, 1970), в книге «Новые данные абсолютной геохронологии» (1974).

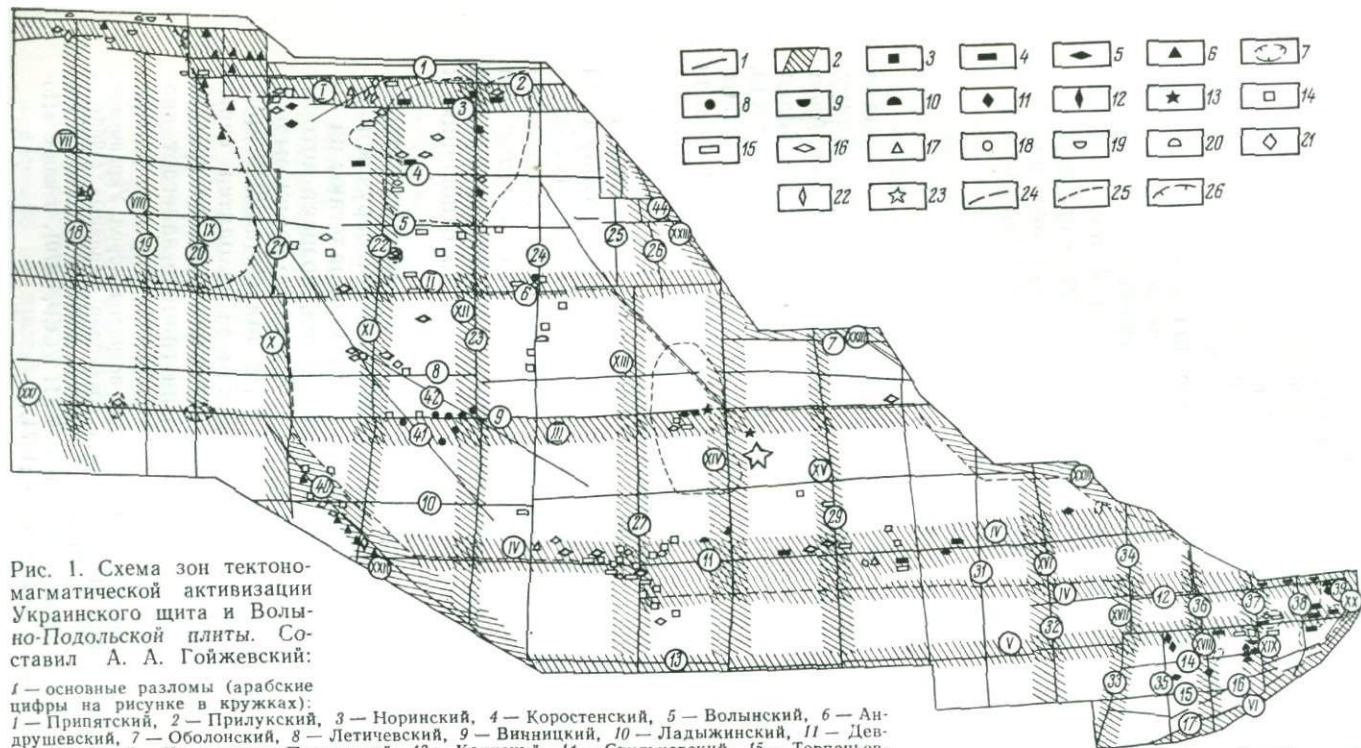


Рис. 1. Схема зон тектономагматической активизации Украинского щита и Воыно-Подольской плиты. Составил А. А. Гойжевский:

1 — основные разломы (арабские цифры на рисунке); 2 — Припятский, 2 — Прилуцкий, 3 — Норинский, 4 — Коростенский, 5 — Воынский, 6 — Андрушевский, 7 — Оболонский, 8 — Камышевахо-Павловский, 9 — Винницкий, 10 — Ладыйжинский, 11 — Девладовский, 12 — Камышевахо-Павловский, 13 — Конкский, 14 — Стульневский, 15 — Терпеньевский, 16 — Призовский; 17 — Азовский, 18 — Гороховский, 19 — Пелчанско-Устечковский, 20 — Ровенский, 21 — Корецкий, 22 — Усовский, 23 — Звиздаль-Залесский, 24 — Фастовский, 25 — Броварской, 26 — Ерковецкий, 27 — Первомайский, 28 — Смелянский, 29 — Александрыйский, 30 — Нововоронцовский, 31 — Никопольский, 32 — Белозерско-Утюжский, 33 — Азово-Павлоградский, 34 — Скелеватский, 35 — Коларовский, 36 — Куйбышевский, 37 — Мануильский, 38 — Талаковский, 39 — Еланчикский, 40 — Подольский, 41 — Бугский, 42 — Верхнебугский, 43 — Киевский, 44 — Днепровский; 2 — зоны активизации (римские цифры на рисунке); I — Северо-Украинская, II — Андрушевская, III — Винницкая, IV — Южная, V — Конкская, VI — Азовская, VII — Гороховская, VIII — Пелчанско-Устечковская, IX — Ровенская, X — Корецкая, XI — Усовская, XII — Звиздаль-Залеская, XIII — Остерско-Первомайская, XIV — Смелянская, XV — Александрыйская, XVI — Запорожская, XVII — Азово-Павлоградская, XVIII — Куйбышевская, XIX — Зачатьевская, XX — Еланчикская, XXI — Прикарпатская, XXII — Подольская, XXIII — Днепровская.

Магматические породы зон активизации; возраст, млн. лет): 3 — 1450—1550; 4 — 1300—1400; 5 — 1100—1250; 6 — 900—1000; 7 — 600; 8 — 460—500; 9 — 370—430; 10 — 300—340; 11 — 220—280; 12 — 160; 13 — 100.

Омоложенные породы (возраст, млн. лет): 14 — 1450—1550; 15 — 1300—1400; 16 — 1100—1250; 17 — 900—1000; 18 — 460—500; 19 — 370—430; 20 — 300—340; 21 — 220—280; 22 — 160; 23 — 100.

Прочие знаки: 24 — границы Украинского щита; 25 — контуры площадей распространения пород коростенского и щелочного (на Призовье) комплексов; 26 — границы площадей распространения воыльских эффузивов.

баз мощностью до 43 м. Диабаз распространен на западе грабена — до меридионального разлома, проходящего через г. Овруч. Выше идут филлитовидный сланец и песчаник общей мощностью около 20—30 м, а затем кварцевый порфир (до 95 м), также развитый только до Овруча. Покрывающий порфиры гравелистый песчаник мощностью 5—14 м восточнее Овруча залегает на гранитах. Лежащий выше песчаника верхний покров диабазов развит на всей площади грабена; мощность его 45—58 м. Затем идет вулканомиктовый песчаник (2—20 м). Разрез свиты завершается покровом трахиандезитового порфира мощностью до 76 м.

Таким образом, в збраньковское время (1450—1300 млн. лет) Овручская структура как часть Северо-Украинской зоны формировалась, по крайней мере, в два этапа. Сначала произошли интенсивные движения западной части структуры, сопровождавшиеся образованием нижнего покрова диабазов и покрова кварцевых порфиров, после чего в движение была вовлечена и восточная часть структуры (покровы верхних диабазов и порфира). Приуроченность Северо-Украинской зоны к северному краю Коростенского плутона свидетельствует о том, что здесь еще в начале коростенского времени существовала мощная зона разлома, залеченная впоследствии коростенским магматическим материалом. Именно здесь в збраньковское время и возникла структура, вошедшая в состав Северо-Украинской зоны.

Толкачевская свита представлена почти исключительно мелко- и тонкозернистыми кварцитовидными песчаниками мощностью до 900 м в западной части Овручской структуры; в восточной части мощность песчаников, очевидно, значительно меньше. А. С. Дранник (1968) считает, что Овручская структура представляет собой асимметричную синклиналь (пологое южное и крутое северное крылья). Мы по некоторым признакам предпочитаем рассматривать ее как косой грабен. Следовательно, Овручская структура в протерозое представляла собою грабен, но позднее в рельефе поверхности фундамента она приобрела черты горста.

Строение Овручского горста сложное. Он рассечен посредине широтным Словечанским разломом и через 5—15 км разломами меридионального направления, вследствие чего распадается на многочисленные мелкие блоки, четко выраженные в рельефе фундамента. Меридиональными разломами разорваны и смещены отрезки Прилукского, Словечанского и Норинского разломов.

Овручскому горсту соответствует одноименная возвышенность, на которой современный рельеф из-за ничтожной мощности чехла (четвертичные отложения) почти полностью повторяет рельеф фундамента. Продольной Словечанско-Радичской долиной (Гойжевский, 1975), приуроченной к Словечанскому разлому, возвышенность разделена на две гряды. На южной

гряде по поверхности фундамента четко выделяются соединенные пологими склонами ступени высотой (с запада на восток) 300—320, 230—250, 180—190 и 130 м. Ступени возникли в результате вертикальных движений мелких блоков. На северной гряде выделяются две ступени высотой 250 и 180 м.

Овручская возвышенность на большей части площади расчленена глубокими (до 70—80 м) долинами, возраст которых определяется как добатский. В Припятском грабене и на северном склоне щита валунно-галечниковые горизонты, сложенные в основном обломками овручских песчаников, встречаются начиная со среднего девона. По-видимому, к среднему девону следует отнести и возникновение Овручского горста, в связи с активизацией тектонических движений, при образовании Припятского грабена. Поднятия возвышенностей возобновлялись неоднократно, о чем свидетельствует повторяемость валунно-галечниковых горизонтов вплоть до четвертичных.

В настоящее время возвышенности испытывают очередное воздымание — над окружающим равнинным Полесьем они поднимаются на 50—150 м. Интенсивность современных движений отдельных блоков подтверждается таким фактом. В районе с. Збраньки, покрытом густой овражной сетью, развиты сильно гумусированные суглинки, которые накапливались на заболоченной низменности, а возможно, и в озере. Сейчас эти суглинки находятся на высоте, превышающей на 50—60 м высоту соседней низменности. Между тем возраст суглинков определяется как раннеголоценовый. Таким образом, можно считать, что данный блок в течение голоцена испытал поднятие на 50—60 м. Западнее Овручского горста, вплоть до р. Ствиги, в Северо-Украинской зоне находятся мелкие блоки с довольно ровной поверхностью фундамента, располагающейся на высоте 160—180 м; здесь под четвертичными отложениями залегают образования осницкого комплекса. Западнее Ствиги мелкие блоки резко дифференцированы по высоте поверхности фундамента, которая составляет от —70 до +170 м. На опущенных блоках развиты полесские отложения, мощность которых от блока к блоку изменяется от 10—30 до 160—190 м, а изменение высоты выровненной поверхности полесских отложений на границах блоков едва достигает 20—30 м. На всех опущенных блоках развиты верхнемеловые и верхнеэоценовые образования. Абсолютные высоты современной крайне выровненной поверхности (Полесье) составляют 150—160 м. Часто встречаются болота, что свидетельствует о современном опускании блоков.

Возникновение зоны глубинного разлома, соответствующего по своему положению Северо-Украинской горстовой зоне, следует отнести ко времени начала внедрения коростенской магмы (1700—1800 млн. лет). В связи с этим следовало бы обратить внимание на два обстоятельства: 1) массив коростенских пород (кислых и основных) имеет в плане форму, приближающуюся

к квадрату с поперечником 125—130 км. Ограничения его в грубых чертах приурочены к Северо-Украинской зоне, Усовскому, Волинскому и Фастовскому региональным разломам; 2) овручские породы залегают на размытых выветрелых коростенских гранитах. Следовательно, до накопления збраньковской свиты были размыты как коростенские граниты, так и породы их кровли. Из продуктов размыва должны были накопиться осадочные толщи древнее овручских, но моложе коростенских гранитов, а между тем они нигде не обнаружены.

Принято считать, что породы, аналогичные коростенским, образовались на значительной глубине; предполагается существование кровли из более древних пород мощностью несколько километров. Но размыв такой кровли должен был сопровождаться накоплением осадочной толщи соответствующей мощности. Если бы мощность этой толщи была незначительной, то отсутствие пород древнее овручских можно было бы объяснить ее размывами или тем, что она пока остается неопознанной. Следовательно, коростенские породы возникли скорее всего или на очень небольшой глубине (сотни метров?), или в открытом магматическом бассейне. Застывая, магма дала «корку» эффузивных и гипабиссальных пород, под которыми уже образовались типичные интрузивные породы. Возможно, что гранит-порфиры типа Дивлина — это остатки «корки». Сказанное о возникновении коростенских пород сугубо предположительно, что вытекает не из рассмотрения петрогенетических вопросов, а из геологических соображений, учитывающих отсутствие отложений, которые можно было бы считать продуктами разрушения мощной кровли коростенских пород.

В начале платформенного этапа развития территории тектоно-магматическая активизация проявлялась весьма своеобразно — как опускание значительной группы блоков, сопровождаемое заполнением депрессии магмой и ассимиляцией пород. Таким же образом происходило становление Корсунь-Новомиргородского плутона и, возможно, обширных массивов пород щелочного комплекса Приазовья.

Возникновение собственно Северо-Украинской зоны относится к збраньковскому времени. Тогда в два (или больше) этапа сформировался Овручский грабен, что сопровождалось интенсивными трещинными излияниями магмы основного, среднего и кислого состава. Не исключены и небольшие горизонтальные перемещения, на что указывает резкое изменение простираания субмеридиональной Белокоровичской структуры при пересечении ее Норинским разломом. Продолжалось развитие грабена и после прекращения вулканической деятельности — в толкачевское время. Неизменный мелкозернистый состав пород говорит о постепенном, конседиментационном углублении грабена. Это подтверждается и широким развитием на плоскостях слоистости овручских песчаников знаков песчаной ряби, указывающих

на предельную мелководность узкого широтного бассейна, в котором накапливались пески. Обращают внимание прослои пиррофилитовых сланцев, приуроченных к верхней части толщи толкачевских песчаников. Они обычно рассматриваются как продукты изменения пеплового материала. Это дает основание полагать, что небольшой интенсивности вулканические явления происходили и в конце толкачевского времени. Не находятся ли эти явления в прямой связи с метасоматическими процессами, приведшими к формированию пержанского комплекса пород возрастом 1100—1250 млн. лет?

Таким образом, в збраньковское время тектонические движения сопровождались интенсивным вулканизмом, а позднее (толкачевское время) широко проявились омоложение пород и гидротермальные процессы, особенно в Суцано-Пержанской зоне. Омоложение пород происходило и в других местах Северо-Украинской зоны и вблизи нее. Возраст коростенских гранитов в Збраньках, Усово, Устиновке, Рудне-Пержанской и других местах 1200—1280 млн. лет. Интересно, что кое-где на юге Овручского грабена возраст кварцевого порфира и порфирита составляет 1100—1200 млн. лет, что может свидетельствовать об омоложении их в толкачевское время.

Очередные тектонические движения относятся к полесскому времени, когда западнее р. Ствиги произошло дифференцированное опускание мелких блоков и на их площади накопились песчаные породы рифея. Движения вдоль разломов Северо-Украинской зоны на щите уже относятся к среднему девону, когда началось поднятие Овручского грабена и по отношению к поверхности фундамента щита он превратился в горст и таковым с перерывами остается до сих пор, причем движения мелких блоков его имели резко дифференцированный характер, а временами меняли свой знак, как, например, блок с. Збраньки уже в четвертичном периоде. Полностью восстановить историю движений блоков зоны в фанерозе очень трудно; известны лишь фрагменты ее, относящиеся преимущественно к мезо-кайнозою. Так, можно говорить об опускании крайних западных и восточных блоков, вследствие чего здесь отложились и юрские и верхнемеловые породы, об устойчивом поднятом положении Овручского горста, что привело еще в доюрское время к формированию глубокой и густой долинной сети и т. д. Хорошо расшифровываются и неотектонические движения (Гойжевский, 1975).

Северо-Украинская горстовая зона — наиболее ярко выраженная зона тектоно-магматической активизации Украинского щита. В ней довольно хорошо документированы события, начиная с первой половины позднего протерозоя и кончая четвертичным периодом.

Следует обратить внимание на обстоятельство, связанное с развитием Северо-Украинской зоны. Широко известна и неоднократно описывалась в литературе Суцано-Пержанская зона

северо-восточного направления. Она пересекает Северо-Украинскую зону и протягивается за ее пределы. Однако знаменитые пержанские метасоматиты и разнообразное оруденение, связанное с ними, приурочены только к тому отрезку Суцано-Пержанской зоны, который находится в Северо-Украинской зоне. Район метасоматитов и руд Перги — тектонический узел, находящийся на пересечении этих зон. Существование его в первую очередь обусловлено тектоно-магматической активизацией Северо-Украинской зоны 1100—1250 млн. лет назад.

В связи с такой тектонической позицией района Перги обращают внимание и другие разломы северо-восточного направления, выделяемые нами Северо-Украинскую зону. Особенно четко выражен выделяемый нами Ужский разлом, к которому приурочена прямолинейная древняя долина, в нижней части выполненная батскими отложениями. В пределах зоны с ним связано резкое изменение высоты (уменьшение на восток) поверхности фундамента. Другой подобный разлом намечается по линии Лугины — Овруч, а также в районе Белокоровичи — Усово. Есть основание для выделения таких разломов и восточнее Ужского разлома, на северо-восточном склоне щита. Таким образом, для северной части Волинской глыбы (и восточнее — для склона щита) характерна серия разломов северо-восточного направления, продолжающихся и в пределы Северо-Украинской зоны. Они сопровождают последнюю и западнее щита (например, Владимир-Волинский разлом). Эти разломы, выраженные в мезо-кайнозойском структурном плане (главным образом в виде прямолинейных древних долин), очень редко встречаются на остальной части щита. В данном случае возникновение и развитие их можно рассматривать в связи с развитием Северо-Украинской зоны, по отношению к которой они являются оперяющими.

По аналогии с Суцано-Пержанской зоной можно считать, что места пересечения этими разломами Северо-Украинской зоны заслуживают самого серьезного внимания с точки зрения возможности обнаружения различного типа руд, в первую очередь характерных для Перги. Можно упомянуть, что нами в 1940 г. в аллювии низовья Норина были обнаружены единичные зерна киновари; этот участок находится в непосредственной близости к Ужскому разлому. В крайней западной части Овручской возвышенности давно известны щетки мелких кристаллов горного хрусталя в толкачевских песчаниках, а в районе с. Усова скважиной была встречена небольшая жила барита в тех же песчаниках. Конечно, этих находок еще недостаточно, чтобы говорить о гидротермальном рудообразовании в Северо-Украинской зоне восточнее или западнее Перги, но и они в сочетании с соображениями о тектонических узлах приобретают определенный смысл.

На северо-восточном склоне Украинского щита Северо-Украинская зона изучена недостаточно. Здесь намечаются мелкие

разновысотные блоки фундамента. В частности, западнее г. Чернобыля есть блок, в пределах которого высота фундамента около 0 м, а вокруг она уменьшается до —50 —200 м. На блоке нет келловейских отложений, развитых вокруг него. На площади блока известны нарушения четвертичных отложений, которые обычно рассматриваются как гляциодислокации. В районе с. Полесского были встречены основные эффузивы овручской серии (материалы В. П. Бухарева). Обращает внимание то обстоятельство, что р. Уж, имеющая северо-восточное направление, подойдя к зоне, резко поворачивает на восток, следуя вдоль ее южного края, а не пересекает зону, что может указывать на четвертичное воздымание ее.

Андрушевская зона. Выделяется на картах докембрия под названием Андрушевского разлома. К отрезку зоны Андрушевского разлома, расположенному западнее Звиздаль-Залесского разлома, приурочена граница площадей распространения пород подольского комплекса и тетерево-бугской серии, областей развития амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Граница этих областей очень неровная и укладывается в полосу шириной до 15 км, простирающуюся на север до Тетерева разлома. В этой зоне встречаются тела мигматитов кировоградско-житомирского комплекса и житомирских гранитов. На краю зоны, у пересечения ее с Усовским разломом, находится Букинский массив кварцевых монцонитов, габбро-монцонитов, габбро и габбро-норитов, относимых к коростенскому комплексу пород.

Западнее Звиздаль-Залесского разлома границы тел пород разновозрастных комплексов изображаются на картах схематически; они как бы проникают друг в друга в виде заливов северо-западного направления, что соответствует такому же простиранию пород. Вряд ли такую рисовку можно считать правильной, если речь идет о зоне секущей складки. Это подтверждается данными, полученными при проведении детальной геологической съемки в зоне Звиздаль-Залесского разлома и восточнее его (материалы Л. И. Забияки, И. И. Шоцкого, Г. С. Безверхнего). Здесь выявлены широтные разломы, удаленных на 2—3 км друг от друга, разрывающих и смещающих тела гнейсов, мигматитов и гранитов. Несомненно, что такая же картина должна наблюдаться и западнее Звиздаль-Залесского разлома, в зоне которого граница полей пород подольского комплекса и кировоградско-житомирских мигматитов прямолинейна и имеет широтное направление.

Андрушевская зона активизации — это серия сгущенных широтных разломов, располагающихся, скорее всего, кулисообразно, которые в сочетании с разломами меридиональными и других направлений (они также выявлены при детальной съемке) создают узкие блоки широтного простиранья площадью от 10—20 до 40—50 км².

Возникновение Андрушевской зоны относится к началу позднего протерозоя. Более поздние магматические образования в зоне не известны. Вместе с тем некоторые факты указывают на процессы омоложения пород. Так, в южной части Букинского массива известны ошелоченные породы возрастом около 1200 млн. лет. Материалы Г. С. Безверхнего (1970) свидетельствуют о явлениях грейзенизации, щелочного метасоматоза и т. п. в районе г. Фастова. Здесь описаны метасоматические хлорит-эпидот-альбитовые породы, явления эпидотизации, гематизации, а также галенитовая, редкоземельная и золоторудная минерализация (села Вел. Гуляки, Скригалева, г. Фастов). Абсолютный возраст этих образований неизвестен, предположительно послекоростенский, тем более что возраст амфиболитов в Фастове — 1440, метасоматитов там же — 1560 и габбро-диабазы в Малой Снетинке 1510 млн. лет (среди поля пород возрастом 1800—1900 млн. лет). Возраст амфиболита из Фастова 1120 млн. лет; возможно, что таким окажется и возраст метасоматитов, описанных Г. С. Безверхним.

Западнее, в г. Троянове, возраст гранат-биотитового мигматита подольского комплекса составляет 1290, а бердичевского гранита с. Жежелева — 1170 млн. лет. Все это свидетельствует о явлениях магматической активизации Андрушевской зоны в сиениты, збраньковское и толкачевское время.

Андрушевская зона хорошо выражена в мезо-кайнозойском структурном плане. На западном склоне она разделяет блоки, отличающиеся по высоте фундамента на 40—60 м, а домеловой поверхности — на 20 м. Таким образом, в зоне происходили движения как в довендское, так и в предмеловое время. На шите зона разделяет Подольскую и Волинскую глыбы, тут поверхность фундамента опускается к северу на 70—100 м. В пределах Подольской глыбы наиболее древние осадочные образования относятся к среднему сармату, на Волинской глыбе развиты и более древние осадки, вплоть до нижнемеловых (перемещения в зоне в соответствующие периоды). Восточнее Звиздаль-Залесского разлома Андрушевская зона является границей щита и его северо-восточного склона. К зоне отчасти приурочены границы площадей распространения юрских и меловых отложений. Высоты фундамента в зоне изменяются на северо-восточном склоне; здесь разлом, в частности, ограничивает с юга Бориспольский грабен. Андрушевская зона также хорошо выражена в современном рельефе: она разграничивает Правобережную лессовую возвышенность и низменное песчаное Полесье. К зоне приурочен широтный отрезок Днепра ниже с. Ржищева, ограничивающий с севера Каневские дислокации.

Таким образом, Андрушевская зона имеет такую же длительную историю развития, как и Северо-Украинская. Здесь зафиксированы движения и отчасти магматические процессы коростенского, збраньковского, толкачевского, рифейского возраста

и неоднократные возобновления движений в мезо-кайнозой, вплоть до современных.

Винницкая зона. Разломы этой зоны в отличие от предыдущих четко не выражены на картах докембрия. Исключение составляет тектоническая карта щита, составленная под редакцией К. Ф. Тяпкина (1966), на которой и был впервые показан Винницкий разлом, проявляющийся в строении поверхности фундамента.

На западе Винницкая зона разграничивает западный и юго-западный склоны щита. Здесь резко изменяется простирание изогипс поверхности фундамента, хотя высоты фундамента и домеловой поверхности не изменяются. В зоне разлома, в районе Гусятина — Городка, известны локальные покровы вендских диабазов. Здесь зона разграничивает районы с различным направлением рек: южнее ее они текут на юг, севернее — на восток. Уже на щите, зона на протяжении 70 км совпадает с прямолинейной долиной р. Ров. Блоки, которые зона разделяет на Подольской глыбе, почти не отличаются по высоте поверхности фундамента. От г. Вороновиц до г. Ильинцов Винницкая зона на протяжении около 40 км сопровождается прямолинейной древней долиной. На распределение по площади докембрийских пород зона в пределах Подольской глыбы существенного влияния не оказывает. Но западнее г. Винницы и в 15—20 км южнее собственно Винницкого разлома протягивается южная широтная граница площади развития чудново-бердичевских гранитов. Ее следует связывать с широкой Винницкой зоной активизации.

На пересечении Винницкой зоны со Звиздаль-Залесской и Верхнебугским разломом и несколько западнее первой располагаются небольшие тела ортофиоров раннепалеозойского возраста (460—470 млн. лет) (Быстревская, Земсков, 1974). Особенности их пространственного размещения (см. «Геологическую карту кристаллического основания», составленную под ред. А. Н. Козловской, 1965) заключаются в том, что цепочка из пяти тел ортофиоров располагается почти на одной широте между городами Ильинцами и Вороновицами и приурочена непосредственно к Винницкому разлому. Длина этой цепочки 30 км. В 20 км к югу от нее, в районе г. Немирова, находятся два тела ортофиоров, приуроченных к выделяемому нами второстепенному разлому на широте Рогозна — Ситковицы. Еще одно тело ортофиора наблюдается между этими двумя цепочками. Изолированное тело ортофиора обнаружено вблизи Тыврова, где прямолинейный протяженный отрезок долины Юж. Буга имеет широтное простирание и, по-видимому, связан с разломом. Встречены ортофиры и у с. Печоры, т. е. в непосредственной близости к разлому Рогозна — Ситковицы. Площадь, на которой расположены все эти 10 тел ортофиоров, имеет форму овала, вытянутого в широтном направлении на 50 км, и с поперечником 20 км. Этот вал размещается между собственно Винницким разломом и разломом

Рогозна — Ситковцы. По-видимому, эту полосу и следует считать Винницкой зоной палеозойской тектоно-магматической активизации.

Если мы будем рассматривать Винницкую зону как полосу, заключенную между упомянутыми разломами, то окажется, что западнее у разлома Рогозна — Витковцы часто наблюдается опускание фундамента к югу на 20—50 м, т. е. если Винницкий разлом в рельефе фундамента не выражен, то Винницкая зона в целом влияет на распределение высот фундамента, но только в пределах Подольской глыбы. Восточнее, на Уманской и Кировоградской глыбах, Винницкая зона почти не оказывает влияния на распределение высот поверхности фундамента. Вместе с тем к ней приурочены долины Горного Тикича и Тясмина, а долина Горного Тикича при пересечении Винницкого разлома (с. Буки) превращается в узкий скалистый каньон со значительными порогами и небольшими водопадами, что свидетельствует о новейших движениях в зоне этого разлома.

На территории Корсунь-Новомиргородского плутона Винницкая зона выражена широтной полосой основных пород. Ширина этой полосы резко изменяется и составляет 5—15 км. Поскольку основные породы более древние, чем кислые, то вполне естественно представить полосу их как сложно построенный горст, возникший после становления кислых пород. Именно в этой полосе развиты породы дайкового комплекса — диабазовые порфириты и габбро-диабазы, образующие дайки и интрузивные залежи. В с. Малой Смелянке наблюдалась и тонкая жила кварцевого порфирита. Самыми молодыми породами, секущими габбро-диабазы, кварцевый порфир и прожилки аплитовидного гранита, является диабазовый порфирит. Абсолютный возраст кварцевого порфира, определенный аргоновым методом по породе, составляет 1100—1130 млн. лет. Все это напоминает взаимоотношения пород на севере Коростенского массива, тем более что местами устанавливаются омоложенные коростенские граниты (села Шпола, Устиновка) возрастом 1300 млн. лет. Отсюда следует вывод об одновозрастности тектоно-магматической активизации в Северо-Украинской и Винницкой зонах в пределах массивов коростенских пород. Приуроченные к Винницкой зоне ощелоченные породы скорее всего синхронны пержанским метасоматитам.

Таким образом, в Винницкую зону в пределах Корсунь-Новомиргородского массива следует включать всю полосу основных пород. Возможно, южной границей ее являются Чигиринско-Ташлыкский разлом (Каляев, 1972), который выражен градиентом значительной интенсивности в поле силы тяжести. С ним в районе г. Каменки связана мощная зона катаклизмов и млолитов, он же ограничивает с севера Болтышский грабен. Следовательно, ширина Винницкой зоны составляет 15 км; как и на Подольской глыбе, она укладывается в основном в полосу, огра-

ниченную на севере Винницким разломом, а на юге — параллельным и удаленным от него на 15 км разломом.

Непосредственно с Винницким разломом связана Ротмистровская впадина, в которой распространены кислые эффузивы, залегающие под толщей нижнемеловых осадков. К Винницкой зоне примыкает развивающийся с палеоцена Болтышский грабен с кислыми эффузивами возрастом 80 млн. лет в основании разреза. Грабен находится на пересечении Винницкой зоны со Смелянской.

Восточнее Смелянской зоны Винницкая зона разграничивает собственно щит и широтный Кременчугский участок северо-восточного его склона. С нею связана граница распространения пермских, триасовых и среднеэоценовых отложений. Именно Винницкой зоной определяется широтный отрезок долины Днепра на участке Чигирин — Кременчуг, причем сама она здесь целиком располагается в пределах долины. Возраст саксаганского филлита из района Галещино составляет 1140 млн. лет, что свидетельствует об омоложении пород в Винницкой зоне.

Винницкая зона активизации четко прослеживается на щите и его склонах. Она имеет ширину 15—20 км и довольно четкие ограничения. Развитие ее началось вскоре после становления Корсунь-Новомиргородского плутона. В пределах последнего зафиксированы тектоно-магматические явления збраньковского и толкачевского времени. В Винницкой зоне развиты также магматические породы вендского, раннепалеозойского, раннемелового и палеоценового возраста. Зафиксированы также тектонические движения мезо-кайнозойского времени вплоть до современных.

Южная зона. В мезо-кайнозойском структурном плане эта зона является границей щита и его южного склона, а на востоке разграничивает Донбасс и Приазовский массив. Западнее Первомайска Южная зона совпадает с зоной Девладовского разлома. В составе ее, особенно на участке Саврань — Первомайск, четко выделяются три параллельных разлома и две узкие (по 6—7 км) ступени, ограниченные ими. Севернее зоны высота поверхности фундамента составляет 150—170 м, на верхней ступени зоны 100—120, на нижней 80—90, а еще южнее 50—60 м. К северной границе зоны восточнее с. Саврани приурочена каньонообразная долина Юж. Буга. Здесь зона ограничивает площади распространения верхнемеловых, верхнеэоценовых и тортонских отложений.

Восточнее Первомайского разлома Южная зона смещается к югу на 20—25 км. Вплоть до Скелеватского разлома в ней также выражено ступенчатое погружение (2—3 ступени), а ширина ее возрастает до 20—25 км. Так, севернее г. Вознесенска высота поверхности фундамента на щите составляет 150—180 м; в пределах зоны выделяются ступени высотой 120—140 и 100—110 м, а высота фундамента южнее — всего 70—80 м; в районе

г. Долинской соответственно — 150, 100, 70 и 50 м, у Кривого Рога — 100, 60, 50 и 40 м, восточнее Запорожья — 150, 120, 70, 60 и 20 м. В зоне или вблизи нее проходит граница распространения бучакских, верхнеэоценовых, ниже- и верхнесарматских, понтических отложений.

В зоне Скелеватского разлома Южная зона вновь смещается к югу на 20 км и совпадает с Камышевахо-Павловским разломом. Наблюдается ступенчатое погружение фундамента на 50—150 м; зоной определяются границы распространения верхнемеловых, эоценовых и других отложений.

Восточнее Южная зона приурочена к сочленению Донбасса с Приазовским массивом. Сейчас эта зона здесь выделяется как Южно-Донецкий грабен, внутренняя структура которого представлена многочисленными мелкими блоками. В пределах последних на домеловую поверхность выходят наряду с породами фундамента каменноугольные и девонские образования. Существенно от блока к блоку меняются мощности и разрезы девонских отложений (Майданович, 1968). Для Южно-Донецкого грабена характерны основные эффузивы среднего и верхнего девона. Здесь же развиты дайки послекарбонатовых ортофиоров, кварцевых порфиоров и др. (Бутурлинов, Скаржинский, 1970).

Южная зона восточнее г. Первомайска теряет связь с Девладовским разломом. Последний перестает влиять на распределение высот фундамента. Они или остаются неизменными или изменяются на 10—30, редко более, лишь в районе с. Новоукраинки — на 70—90 м. Здесь севернее Девладовского разлома располагаются два аномально высоких для центральной части щита блока. Если для этого района обычные высоты 140—160 м, то блоки района Новоукраинки достигают высоты 240—250 м; в зоне же Девладовского разлома высота фундамента уменьшается до 150—180 м. Крайне ограничено влияние Девладовского разлома и на распространение мезо-кайнозойских осадочных толщ; лишь южная граница площади развития полтавской свиты, имеющая широтное направление, находится несколько севернее Девладовского разлома. Слабо выражен разлом и в современном рельефе: наблюдается лишь резкий широтный изгиб порожистого отрезка Днепра. Изредка к Девладовскому разлому приурочиваются древние долины. Вместе с тем современная Южная зона хорошо выражена в современном рельефе. В частности, в ней порожистый Днепр сменяется широкой долиной, ранее занятой плавнями.

Однако в домезозойское время, особенно в позднем протерозое, в зоне Девладовского разлома проявлялись процессы тектоно-магматической активизации, о чем, например, свидетельствуют широтные дайки перидотитов, габбро-перидотитов и габбро-диабазов между Александрийским и Нововоронцовским разломами. Возраст этих протяженных и мощных даек 1200—1400 млн. лет. Восточнее, у ст. Синельниково, возраст кварцевого

порфира составляет 1180 млн. лет. С Девладовским разломом в районе с. Веселые Терны связан и резкий изгиб Криворожской структуры, который скорее всего ассоциирует с тектономагматической активизацией этого возраста. В этом районе описана брекчиевая трубка, сложенная тектонической и эруптивной брекчиями, цементированными оливиновыми диабазами, сильно измененными гидротермальными процессами (Тихонов и др., 1968). Возможно, эти образования синхронны дайкам ультраосновных пород. На руднике им. Фрунзе возраст темноцветной фракции дайкового диабаза составляет 516 млн. лет, а в карьере «III Интернационал» возраст гидрослюд из биотитового гнейса 880 млн. лет. В последнее время (материалы Г. А. Нудельмана) южнее с. Ровного, в пределах высоких блоков района Новоукраинки, вблизи Девладовского разлома выявлены дайки микродиабазов возрастом 300—340 млн. лет.

Установлено значительное омоложение древних пород в зоне Девладовского разлома на Побужье. Так, на Черном Ташлыке (села Новопавловка, Лысяя гора), у ст. Подгородная, в г. Первомайске, у с. Благодатного, в с. Мигие возраст биотитов и роговых обманок гнейсов, мигматитов и гранитов кировоградского комплекса 1330—1500 млн. лет. Встречаются аналогичные породы с еще более молодым возрастом. На р. Синюхе у балки Орловской возраст роговой обманки из гнейса составляет 1200, а амфиболо-биотитового гнейса в с. Мигие 1225, габбро-амфиболита с. Александровки — 1100 млн. лет.

Приведенные выше данные дают возможность считать Южную зону значительно более широкой, чем в мезо-кайнозойском плане, т. е. распространяющейся к северу до Девладовского разлома. В таком случае ширина Южной зоны восточнее Первомайского разлома составит 30—35 км. Северная часть зоны оказывается более древней, чем южная, что указывает на своего рода миграцию тектонических движений к югу.

Обращает внимание приуроченность рифейских эффузивов Подольской зоны лишь к ограниченному ее отрезку между Южной зоной (Девладовский разлом) и Ладыжинским разломом, что должно свидетельствовать об определенном влиянии этих дизъюнктивов на размещение эффузивов в Подольской зоне.

Конкская зона. Разделяет южный склон щита и Причерноморскую впадину, а на востоке — тот же склон и Приазовский массив. Основной структурой зоны является Конкский разлом. Последний четко выражен; вдоль него фундамент погружается к югу: западнее Вознесенска на 40—50, в районе Вознесенска на 150—200, а восточнее на 100—40 м. Восточнее г. Орехова, где разлом разграничивает восточный отрезок склона, известного под названием Конкско-Ялынской впадины, и Приазовский массив, фундамент резко (вертикальные обрывы) воздымается к югу на 90—510 м. В восточной части Приазовского массива Конкский разлом разделяет блоки фундамента, отличающиеся

по высоте на 60—70 м, причем погружение происходит в южном направлении.

Конкский разлом сопровождается близко расположенными параллельными разломами, ограничивающими мелкие узкие блоки, заключенные между разломами меридиональными с резко (блок по отношению к соседнему блоку) отличными высотами фундамента. Эти узкие блоки образуют Конкскую зону активизации шириной 15—20 м. Строение зоны различное. Западнее г. Вознесенска поверхность фундамента погружается до отметок —150—170 м. Южнее находится узкая (4—5 км) впадина-грабен с высотой фундамента —180—210 м. Затем следует такая же узкая полоса, южнее которой высота фундамента возрастает до —170—180 м. Этот вал-горст примыкает к Конкскому разлому, южнее которого высота фундамента 220—230 м. В районе Вознесенска ширина полосы опущенных блоков составляет 8—10 км (высота фундамента —80—130 м), а поднятых 10—12 км при высоте фундамента —50—100 м; южнее Конкского разлома высота фундамента —230—250 м.

Восточнее г. Нововоронцовки с Конкской зоной на протяжении 100 км связана широтная переуглубленная долина Днепра, ныне залитая водами Каховского водохранилища. Как известно, здесь подошва аллювия залегает на 20—30 м ниже уровня моря. Ширина зоны достигает 20—22 км.

Конкская зона сложно построена по границе Приазовского массива. В районе г. Пологов, с севера на юг, слабо наклоненная к югу поверхность фундамента северной части Конкско-Ялынской впадины высотой около 50 м сменяется грабеном шириной 5—6 км и высотой фундамента —20 м. Далее следуют узкие (5—6 км) блоки высотой 50—100 м. Южнее Конкского разлома высота фундамента возрастает до 140—150, а еще в 7—8 км южнее — до 200 м. В восточной части Конкско-Ялынской впадины поверхность фундамента опускается до —140—150 м, а затем она резко погружается до —200—290 м. По южному краю впадины располагается грабен шириной 6—7 км. Он ограничен Конкским разломом, южнее которого высота фундамента составляет 200—230 м. Интересно то обстоятельство, что южнее Конкского разлома, прилегая к нему, в разных местах находятся три небольших (несколько километров в поперечнике) блока, на которых фундамент опущен до отметок —40, —110 и —240 м. Ширина Конкской зоны в этом районе 20 км.

Конкская зона оказала существенное влияние на распространение мезо-кайнозойских осадков — на большом протяжении она является границей развития меловых, палеогеновых и неогеновых отложений.

Возникновение Конкской зоны следует относить к позднему протерозою. Об этом свидетельствует нахождение в ней Октябрьского массива щелочных пород (1700 млн. лет), гранитов Екатериновки (1600 млн. лет), Каменных Моги (1700 млн. лет).

Есть данные и о процессах омоложения пород в более позднее время. Так, валовая проба микроклин-нефелинового пегматита с Октябрьского массива показала возраст 1100—1300 млн. лет. Возраст розового гранит-порфира из с. Хлебодаровки 1200 млн. лет. Подобный же возраст (1300—1125 при преобладании 1300—1200 млн. лет) имеют диабазы и кварцевые порфиры, слагающие дайки.

Дайки этих пород (среди них резко преобладают основные разности) сосредоточены в центральной и, главным образом, в восточной части Приазовского массива. При самой различной ориентировке дайки группируются в полосы, преимущественно меридиональных направлений. Обращает внимание то обстоятельство, что дайки почти не распространяются севернее Конкской зоны. Одна из более значительных полос дайковых тел протягивается вдоль зоны Кальмиусского разлома; ширина ее 5—8 км, но при пересечении ее Конкской зоной ширина увеличивается до 15 км (район Андреевки — Гранитного). Дайковое поле с поперечником 5—7 км находится на пересечении Конкской и Еланчикской зон (район Кузнецово — Михайловки). Дайки диабазов встречаются по рекам Сухой и Мокрой Конкам и в районе с. Розовки. Связь этих даек с Конкским разломом несомненна.

В Конкской зоне развиты и значительно более молодые породы; в верховьях Конки известны дайки диабазов, андезита и ортофира возрастом 220—270 млн. лет, т. е. позднепермские — раннетриасовые. Как и в Девладовском разломе, локальные тела рифейских диабазов появляются в месте пересечения Конкской и Подольской зон (с. Флора, южнее г. Котовска). Таким образом, в Конкской зоне зафиксированы тектонические движения, сопровождающиеся магматическими явлениями возрастом 1700—1600, 1300—1100, 1000—900 и 270—220 млн. лет. Хорошо документированы тектонические движения в зоне начиная с раннего мела до настоящего времени.

Азовская зона. В отличие от предыдущих имеет восток-северо-восточное направление. Разграничивает южный склон Приазовского массива и Скифскую платформу. Склон массива имеет ширину 10—20 км. В пределах его поверхность фундамента невысокими ступенями погружается от 60—100 до —50—60 м, что составляет в среднем на 1 км 6—8 м. Затем следует обрыв высотой 50—100 м, после чего, уже в Азовской зоне, фундамент погружается по узким (2—3 км) ступенькам, причем на расстоянии 10—12 км высота фундамента уменьшается на 800—900 м. На некоторых участках отдельные мелкие блоки — ступеньки — не опущены по отношению к более северным ступеням, а, наоборот, несколько приподняты (Харечко, 1959), что свидетельствует об их возвратных движениях. Зона меридиональными разломами разбита на отрезки самой различной протяженности — от 3 до 20 км, нередко смещенных на 3—4 км. В зонах

меридиональных разломов изменяется высота фундамента на 100 м и более.

Крайний северный разлом (Азовский) Азовской зоны является границей распространения меловых и палеогеновых отложений, которые, особенно меловые, также ступенчато погружаются к югу. Наиболее древние отложения Азовской зоны — нижнемеловые. Развивалась она и впоследствии, о чем свидетельствует нарушенность (сбросы, флексуры) мезозойских и кайнозойских отложений. Развивается зона и до сих пор, контролируя положение береговой линии Азовского моря.

Изучена зона недостаточно, количество скважин, достигших фундамент, невелико. Неясна южная граница зоны, ширина ее достигает 15 км. Ничего не известно и о магматических явлениях, связанных с Азовской зоной. Хотя мы можем проследить развитие зоны лишь с раннего мела, возраст ее несомненно более древний; так как эта зона является граничной по отношению к Скифской платформе, то она не могла возникнуть позднее времени погружения той части Восточно-Европейской платформы, которая вошла в состав Скифской платформы. Следовательно, возраст Азовской зоны не может быть моложе палеозойского.

Корецкая зона. Украинский щит и его западный склон разграничиваются Корецким (Шепетовским) разломом, показанным на многих геологических и тектонических картах. Здесь горизонтальная поверхность переходит в поверхность, наклоненную к западу. В зоне же разлома происходит быстрое погружение фундамента от 180—220 до 120—150 м на севере и от 260—280 до 200—220 м на юге (в районе Старокопачинского — Хмельницкого). С разломом тесно связаны границы распространения полесских, вендских, верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений. Западнее Корецкого разлома наклонная поверхность фундамента ступенчато погружается. Выделяются ступени шириной 5—10 км, по которым высота фундамента на расстоянии 20 (на севере) — 45 км (на юге) уменьшается до —100—120 м. Следует заметить, что фактические данные, относящиеся к западному склону, ограничены, поэтому сказанное следует рассматривать лишь как предварительное, хотя и достаточно достоверное представление о структуре северной части западного склона щита. Ширину зоны по аналогии с другими зонами (Южной, Корецкой и др.) мы принимаем 15—20 км.

Корецкая зона пересекается многочисленными широтными разломами, в зонах их высота фундамента изменяется на несколько десятков метров. В целом же высоты фундамента увеличиваются к югу (от 100—120 до 220 м у Корецкого разлома). Обращает внимание то обстоятельство, что Корецкий разлом при следовании на юг три раза смещается к востоку в зонах широтных разломов. Величина смещений 5—7, в сумме до 20 км. Однако эти смещения Корецкого разлома нельзя рас-

смагивать как результат горизонтальных перемещений, это эшелонированно расположенные отрезки разлома. Конечно, таким же образом должна смещаться и Корецкая зона активизации.

Испытали нарушения в Корецкой зоне и осадочные толщи.

Однако поверхности верхнепротерозойских и верхнемеловых отложений почти не изменяют высоту в западном направлении, а лишь в меридиональном. Так, высота домеловой поверхности увеличивается к югу от 110 до 270 м. При этом увеличивается наклон этой поверхности в зонах широтных разломов. Подобную же структуру имеют и более молодые толщи. Соответствующим образом изменяется и высота современной поверхности — на севере зона располагается в низменном Полесье (150—200 м), на юге — на Подольской возвышенности (350—390 м).

Магматические породы, связанные в своем становлении с Корецкой зоной, пока не известны. Скорее всего это объясняется слабой изученностью. Возникновение зоны предшествовало накоплению полесских осадков, так как она определяла границы области их седиментации. Впоследствии зона неоднократно омолаживалась, что отразилось на границах распространения отложений различного возраста. В настоящее время в зоне продолжают неотектонические возвратные движения, приведшие к тому, что неогеновые отложения в зоне (и вообще на западном склоне) залегают выше, чем на соседних блоках щита, а реки со склона (Юж. Буг, Случь и др.) текут на щит.

Усовская зона. К ней приурочена субмеридиональная Белокоровичская структура и граница ее с широтной Овручской структурой. К зоне приурочена западная граница массива коростенских пород, а южнее, на пересечении с Андрушевской зоной, — небольшой Букинский массив основных пород того же комплекса. В районе Хмельника, на пересечении Усовской зоны с Верхнебугским и Летичевским разломами, известны дайки диабазов возрастом 1200 млн. лет. Здесь же наблюдаются нижнепротерозойские породы, омоложенные в посткоростенское и толкачевское время. Омоложенные в тот же период коростенские породы развиты в зоне в верховьях Ужа.

На Волынской глыбе к Усовской зоне приурочена граница площади распространения меловых и палеогеновых отложений. В структуре поверхности фундамента зона выражена слабо — изменения высоты ее обычно не превышают 20—30 м. Вместе с тем с зоной связаны прямолинейные древние долины, иногда значительной протяженности (до 80 км).

Звидаль-Залеская зона. Связана с одноименным разломом, неоднократно упоминаемым в литературе и показанным на всех картах докембрия. Зона разделяет Волынскую глыбу и северную часть северо-восточного склона щита, а южнее — Подольскую и Уманскую глыбы. На границе первых в полосе шириной 15—10 км горизонтальная поверхность фундамента бло-

ков Волынской глыбы сменяется наклоненной на восток поверхностью, в пределах которой высота фундамента уменьшается на 30—60 м, в Северо-Украинской зоне и несколько южнее ее — на 90—120 м. С зоной севернее Андрушевского разлома связаны границы распространения юрских, верхнемеловых, палеогеновых и отчасти неогеновых отложений.

На границе Подольской и Уманской глыб в Звиздаль-Залесской зоне поверхность фундамента погружается на 60—100 м; однако южнее г. Гайсина высота фундамента почти не изменяется; здесь Звиздаль-Залесский разлом подчеркивается протяженными древними долинами. Южнее Андрушевского разлома к Звиздаль-Залесской зоне приурочены границы распространения палеогеновых и неогеновых отложений.

Звиздаль-Залесская зона на границе Подольской и Уманской глыб имеет ширину 15—20 км и на поверхности фундамента представляет собой наклоненную к востоку плоскость, разделяющую блоки с горизонтальной поверхностью фундамента. Несмотря на большой фактический материал не удалось установить в зоне каких-либо ступеней, обрывов поверхности фундамента и т. п. Вполне естественно предположить, что существовавшие ранее тектонические уступы были сnivelированы денудационными процессами. Однако такому предположению противоречит следующее обстоятельство. Анализ материалов, относящихся к среднесарматским отложениям, показал, что они на запад и восток от Звиздаль-Залесской зоны отлагались на одинаковой очень незначительной глубине (первые десятки метров). Следовательно, в среднем сармате высоты фундамента Подольской и Уманской глыб не отличались или отличались крайне незначительно, а значит и те различия в высотах, которые наблюдаются сейчас, возникли в послесреднесарматское время. Между тем фундамент зоны перекрыт осадками среднего сармата, и если бы в результате неотектонических движений на поверхности фундамента образовались тектонические уступы, то они не могли бы быть сnivelированы денудационными процессами. Поэтому вполне возможен флексуорообразный перегиб поверхности фундамента без заметных расколов: ведь наклон поверхности фундамента (крутизна флексуры) в зоне составляет всего 4—7 м на 1 км. Следует заметить, что такое же положение наблюдается и в других зонах активизации и в зонах разломов различных рангов.

Звиздаль-Залесская зона, ярко проявляющаяся в мезо-кайнозойском структурном плане Украинского щита, возникла в позднем протерозое. Об этом свидетельствует мощная (до 3—4 км) дайка габбро-диабазов в районе с. Полесского длиной около 50 км. Она прямолинейна, имеет строго меридиональное направление. Возраст габбро-диабазов определяется тем, что дайка сечет коростенские граниты, а в Северо-Украинской зоне перекрывается отложениями овручской серии. Последние почти не рас-

пространяются восточнее Звиздаль-Залесской зоны, т. е. она является восточной границей верхнепротерозойского Овручского грабена, что говорит о движениях в зоне в збраньковское и толкачевское время. Южнее, в районе с. Потиевки у западной границы Звиздаль-Залесской зоны, М. И. Хворов в 1970 г. описал жилы (мощность 10—40 см) андезита, черного, мелкозернистого, секущие габбро коростенского комплекса. Он высказал предположение о синхронности андезита эффузивам збраньковской свиты.

Южнее Андрушевской зоны к Звиздаль-Залесской зоне приурочена сложно построенная граница площадей распространения пород подольского и кировоградско-житомирского комплексов. Можно полагать, что зона здесь представляет собою мозаику мелких, большей частью неправильной формы блоков, сложенных породами то одного, то другого комплекса. Нами в этой зоне, в районе с. Ягнятина, наблюдались ярко выраженные зоны дробления, в том числе и меридионального направления. Структурную аналогию этой мозаичной зоне можно усматривать в Южно-Донецком грабене, также представляющем собою мозаику различных палеозойских осадков и пород фундамента, поднятых почти к дневной поверхности. Подобное строение имеют и другие древние зоны активизации, например Андрушевская (западнее Звиздаль-Залесской зоны).

Наиболее детально (в структуре фундамента) изучен участок Звиздаль-Залесской зоны в районе Радомышля — Брусилова (материалы И. И. Шоцкого и А. И. Забияки). Здесь выделяется так называемый Тетеревский меридиональный прогиб длиной около 40 и шириной 20 км. На севере он обрывается Коростенским массивом, на юге — Андрушевской зоной. «Прогиб» выполнен преимущественно породами тетерево-бугской серии, слагающими субмеридиональные складки. За «прогибом» развиты породы кировоградско-житомирского комплекса северо-западного простираения, чередующиеся, особенно на западе, с отложениями тетерево-бугской серии.

И. И. Шоцкий и В. А. Рябенко (1968) пишут, что «субмеридиональные, по-видимому, более молодые структуры бассейна Тетерева, закартированы на сравнительно небольшой площади, ограниченной с востока и запада крупными разломами. Возможно, формирование этой складчатости происходило в узком желобообразном прогибе, который представляет собой шовную или рубцовую синклинал». Эти утверждения представляются нам неверными, противоречащими истине. Во-первых, породы, аналогичные породам «прогиба» (гнейсы, известняки, ультраосновные и основные породы), развиты и вне его, хотя и не образуют таких значительных тел, как в «прогибе». Во-вторых, возраст основной массы пород «прогиба» более 2300 млн. лет, в то время как за его пределами преобладают породы возрастом 1800—1900 млн. лет. Поэтому не понятно, о каком прогибе идет

речь, если этот «прогиб» выполнен наиболее древними породами. В-третьих, Тетеревский «прогиб» ограничен и рассечен меридиональными разломами, секущими по отношению к складчатым структурам докембрийских пород. В зонах этих разломов (Геохронология..., 1965) наряду с нормальным для данных пород возрастом встречаются породы с резко заниженным возрастом. Так, в с. Ленино возраст биотит-амфибол-плагноклазового гнейса, определенный по роговой обманке, составляет 2300, а по биотиту — всего 1530 млн. лет. В с. Негребовке возраст гранита 1465 млн. лет, а в г. Малине возраст гибридной породы 1250 млн. лет. Несколько западнее, но тоже в Звиздаль-Залесской зоне (с. Кмитов) возраст биотитового гранита равен 1600 млн. лет. Эти данные свидетельствуют об омоложении пород в Звиздаль-Залесской зоне, происходившем уже после становления Коростенского массива, возможно, синхронно началу формирования збраньковской свиты.

Вопрос о накоплении пород городской и кочеровской свит тетеревской серии района Радомышля — Брусилова в каком-то особом «прогибе» не является предметом нашего рассмотрения, хотя уже сказанное выше позволяет отнести с сомнением к этому нижнепротерозойскому «прогибу». Но если оценить меридиональную структуру этого района в аспекте платформенного этапа развития территории, то становится совершенно очевидным, что так называемый Тетеревский прогиб является блоком, ограниченным меридиональными и широтными разломами. Поскольку «прогиб» сложен более древними породами, чем соседние площади, то этот блок следует рассматривать как горст, которому можно предложить название Белковского (р. Белка, правый приток Тетерева, полностью располагается в пределах горста). Горст — структура послекоростенская; возможно, возникновение ее следует относить к началу збраньковского времени. Не исключено развитие в ней и более поздних тектоно-магматических процессов.

Белковский горст ограничен Звиздаль-Залесским разломом. Этот отрезок И. И. Шоцкий назвал Вильенской зоной смятия. По его данным, ширина разлома 1—3 км. Все породы здесь расланцованы, раздроблены и милонитизированы. Разлом вертикальный и представляет собой зону высокой электропроводности. Широко развита кварц-сульфидная минерализация; в породах содержание меди и цинка достигает 0,3%.

В 5—6 км восточнее находится так называемая Кочеровская зона разломов (материалы И. И. Шоцкого) также меридионального простирания. Ширина ее 3 км. Она состоит из серии меридиональных и субмеридиональных кулисообразно расположенных нарушений. Породы разбиты на многочисленные элементарные блоки и глыбы. Часто встречаются брекчии и катаклазиты, грейзены, мусковитизированные граниты, а также флюорит и галенит. В Кочеровской зоне отмечено также нарушенное залега-

ние мезо-кайнозойских отложений. По восточному краю Белковского блока выделяются (Шоцкий, Рябенко, 1968) два разлома, удаленных на 3—5 км друг от друга, — Брусилковский и Вильшанский, которые недостаточно изучены. В зонах меридиональных разломов отмечается повышенное содержание цинка, серебра, меди, свинца, молибдена.

Белковский блок пересекается широтными разломами, по которым меридиональные разломы смещаются на расстояние до 1—2 км. Шоцкий и Рябенко в пределах горста выделяют более 20 очень небольших блоков, ограниченных меридиональными и широтными разломами. Если Звиздаль-Залесский разлом в одноименной зоне активизации приурочивается к восточному краю ее, то Белковский горст находится к востоку от него. Следовательно, здесь, как и в Корецкой зоне, зона активизации смещена.

Повышенные содержания различных металлов обнаружены кроме западной части Белковского блока и в других местах. Это район развития эффузивных пород у с. Ильинцов. Севернее, в районе Ружина — Погребисенского, металлотрической съемкой (материалы Э. Я. Жовинского) были установлены четко выраженные аллювиальные ореолы меди, свинца, цинка, олова, молибдена, серебра и других элементов. Нельзя считать случайной приуроченность россыпи касситерита позднеэоценового возраста к району г. Радомышля (материалы А. И. Забияки).

Звиздаль-Залесская зона имеет длительную историю развития. Заложение ее произошло не позднее времени образования одноименной дайки габбро-диабазов. Документированы движения и магматические проявления збраньковского времени. Развивалась она и в толкачевское время. Дальнейшие движения вплоть до момента излияния кислых лав в районе с. Ильинцов пока не известны. С последним магматизмом связана гидротермальная минерализация с набором определенных металлов (Cu, Zn, Ag, Mo, В и др.). Точно такая же геохимическая специализация Звиздаль-Залесской зоны в районе Ружина-Погребисенского и по западному краю Белковского горста. Это позволяет предполагать синхронность гидротермальных процессов на всех отрезках Звиздаль-Залесской зоны. Хорошо документированы мезо-кайнозойские движения в зоне, не сопровождавшиеся, однако, магматическими процессами.

Остерско-Первомайская зона. В пределах щита связана с Первомайским разломом, разделяет Уманскую и Кировоградскую глыбы. Высоты поверхности фундамента в зоне изменяются незначительно, но к ней приурочена система извилистых широких (5—10 км) древних долин, выполненных континентальными нижнемеловыми, морскими верхнемеловыми, континентальными среднеэоценовыми и морскими верхнеэоценовыми и олигоценовыми отложениями. По некоторым данным, вдоль этих долин в сеномане проходил пролив, соединявший бассейны Днепро-Донецкой и Причерноморской впадин. Анализ материа-

лов по другим районам щита показывает, что такие широкие извилистые, а нередко разветвляющиеся на рукава долины формировались в узких грабенах, использовавшихся в определенные отрезки времени реками и превращавшихся в аллювиальные равнины. При соответствующем понижении эти долины-грабены становились морскими заливами или проливами.

Остерско-Первомайская зона в пределах щита в мезо-кайнозое большей частью представляла собой узкий грабен шириной 15—20 км, периодически превращавшийся в аллювиальную равнину или морские заливы и проливы. Временами, как это наблюдается и сейчас, грабен становился почти незаметным.

С запада на восток, например на широте г. Умани, поверхность фундамента ступенчато погружается. Мелкие блоки имеют высоту 210, 220, 170, 150 и 150 м. Последние два блока находятся уже в Остерско-Первомайской зоне. Но восточнее ее, уже в пределах Кировоградской глыбы, блоки имеют такую же высоту (150 м). Есть данные о том, что Кировоградская глыба ранее, например в мезозое, занимала более высокое положение, а следовательно, грабен Первомайской зоны был ограничен и на востоке. Вряд ли его глубина превышала 50—70 м. В настоящее время к грабену, унаследова древние долины, приурочиваются реки Синюха и Гнилой Тикич. Поскольку же соседние реки, в том числе и их притоки, а также верховье Гнилого Тикича имеют субширотное направление и секут древние долины, то можно полагать, что какое-то прогибание происходило и в четвертичное время. Только поэтому современные реки и могли унаследовать древние долины, хотя рядом произошла полная перестройка сети.

На северо-восточном склоне щита в систему Остерско-Первомайской зоны входит Бориспольский грабен и западный край Остерско-Переясловского горста, разделенные Ерковицким разломом. Бориспольский грабен прослеживается на 125 км — от района г. Остра до Андрушевской зоны, ширина его 20—30 км. Он распадается на два участка, разделенные широтным разломом Бородянка — Рожны, причем южный участок смещен к востоку на 15 км. На северном участке фундамент скважинами не достигнут. Здесь вскрыты лишь верхнеюрские отложения, залегающие на 70—120 м ниже, чем на Остерско-Переяславском горсте. Интерполяция данных о мощностях доверхнеюрских осадков позволяет считать, что обрывы поверхности фундамента по краям грабена имеют высоту не менее 100—120 м.

Лучше изучена южная часть грабена, где скважинами вскрыт фундамент, погружающийся на северо-восток от —60 до —720 м. На западе грабен ограничен обрывом высотой 30—40 м (Броварской разлом), а на востоке — также обрывом, высота которого увеличивается к северу от 50 до 200 м, притом ступенчато, так как грабен пересекается тремя широтными разломами, по которым фундамент опускается к северу, каждый раз на

30—50 м. По разлому Бородеянка — Рожны южная часть грабена опущена по отношению к северной на 100—120 м. В зоне Андрушевского разлома фундамент в сторону грабена погружается всего на 20—30 м. Бориспольский грабен выполнен отложениями верхней перми, нижнего триаса, средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеоцена, эоцена и олигоцена.

Поверхность фундамента на Остерско-Переяславском горсте, как и в грабене, наклонена на северо-восток. Как и грабен, он распадается на два участка-блока, перемещенные относительно друг друга на 15 км.

Северный (Остерский) блок рассечен разломами на мелкие блоки, вытянутые в северном направлении, причем на их границах изменяются высоты фундамента и осадочных толщ. По поверхности триасовых отложений вблизи Ерковицкого разлома видны сравнительно ровные площадки, соединенные флексурами высотой (с юга на север) —190, —230 и —290 м. По восточной границе площадок (мелких блоков) поверхность триаса опускается к востоку на 10—40 м. На Остерском блоке нижнемеловые образования распространены ограниченно, нет осадков верхнего мела и кое-где бучакских отложений.

На южном (Переяславском) блоке поверхность фундамента опускается к северо-востоку от —210 до —690 м. Меридиональными и широтными разломами блок расчленен на мелкие блоки, на границах которых высота фундамента изменяется на 20—40 м. Как и на Остерском блоке, вблизи Ерковицкого разлома по поверхности триасовых отложений видны ровные площадки (мелкие блоки) с высотами с юга на север —50, —90, —140, —150 м. Подобные площадки должны наблюдаться и на поверхности фундамента. В пределах Переяславского блока мощность келловейских отложений значительно меньше, чем в Бориспольском грабене. Полностью отсутствуют меловые отложения, а на крайнем юго-западном блоке (район г. Переяслава-Хмельницкого) также бучакские и более молодые осадки палеогена.

На южном склоне щита в зоне Первомайского разлома высота поверхности фундамента изменяется на 40—70 м, причем приподнято восточное крыло зоны. К зоне приурочена широкая и глубокая древняя долина. Зона является границей распространения меловых, бучакских и верхнеэоценовых отложений. В ней значительно меняется мощность осадочного чехла и высоты осадочных толщ.

Остерско-Первомайская зона активизации четко выражена в мезо-кайнозойском структурном плане. Здесь происходили интенсивные тектонические движения, особенно на северо-восточном склоне щита. Хорошо документированы движения начиная с келловей вплоть до современных. В результате их на склонах щита сформировались сбросы, а на щите — узкий грабен. Как и в других зонах, характерно эшелонированное расположение отдельных отрезков со смещением до 15 км. Ширина зоны 15—

20 км. На щите это грабен вдоль рек Синюхи и Гнилого Тикича, на северо-восточном склоне — восточный край Бориспольского грабена и западный край Остерско-Переяславского горста, т. е. полоса мелких блоков, выраженных горизонтальными площадками. Границы зоны на северо-восточном склоне неопределенны из-за недостаточности фактических данных. Так, по восточному краю Бориспольского грабена намечается приподнятая ступенька шириной несколько километров, возможно, есть и другие ступеньки, входящие в состав зоны.

Остерско-Первомайская зона активизации — редкий пример для Украинского щита, когда зона платформенного этапа совпадает с зоной разлома геосинклинального этапа развития, в данном случае с Бугско-Мироновским глубинным разломом Г. И. Каляева (1972), который разделяет Белоцерковско-Одесское геосинклинальное ответвление и Кировоградский блок. Впрочем, это совпадение далеко не абсолютно, в чем легко убедиться, сравнив карты докембрия с мезо-кайнозойским структурным планом.

К сожалению, нет данных, свидетельствующих о тектономагматических процессах в Остерско-Первомайской зоне в позднем протерозое и палеозое. Определения возраста пород и минералов не дают пока что цифры менее 1600—1700 млн. лет. О позднепротерозойских движениях в зоне может свидетельствовать близость к ней западной меридиональной границы Корсунь-Новомиргородского массива коростенских пород.

Смелянская зона. В мезо-кайнозойском структурном плане выделяется Смелянский разлом. У него на северо-восточном склоне щита резко изменяется простираание изогипс фундамента — с северо-западного на широтное и на несколько десятков метров высота его; к тому же он является границей распространения меловых отложений. На щите разлом рассекает Кировоградскую глыбу, где высота фундамента изменяется всего на 10—30 м, а в районе Новоукраинки — на 70 м. На южном склоне высота фундамента в зоне разлома изменяется на 50—60 м. Большой частью разлом на щите и его склонах сопровождается протяженными древними долинами.

На севере Кировоградской глыбы, вблизи Смелянского разлома, развиты палеоценовые отложения, неизвестные на остальной площади Украинского щита. Они образуют полосы шириной 2—12 км, приуроченные к близко расположенным древним долинам, а также выполняют Ротмистровскую и Болтышскую впадины. Все эти полосы укладываются в меридиональную площадь длиной до 80 и шириной 40 км, по оси которой проходит Смелянский разлом. Она приурочена к нескольким опущенным мелким блокам фундамента. Создается впечатление, что в палеоцене в Смелянской зоне активизации существовал широкий грабен.

По данным В. К. Рябчуна (1970), большую нижнюю часть разреза палеоценовых отложений древних долин составляют брекчии, залегающие на фундаменте или на породах верхнего мела. Помимо угловато-окатанных обломков и глыб кристаллических пород, в брекчиях встречаются обломки нижнемеловых бокситов и верхнемеловых известняков. Обломки сцементированы известковистой глинистой массой, содержащей микрофауну второй половины раннего палеоцена. Мощность брекчии 1—63 м (в центре долины). На брекчии местами залегают алевроитовые глины (4 м), отложившиеся в конце раннего палеоцена, а еще выше — верхнепалеоценовые мелкозернистые пески и детритусовые песчанистые пески (1—3 м).

Рассмотрение приведенного разреза показывает, что упомянутый грабен был достаточно глубоким и имел крутые склоны, что и привело к накоплению в долинах брекчий. Цементирующая масса их образовалась позднее, когда в грабен проникли морские воды. По-видимому, брекчии накапливались и позднее, у подножия крутых берегов морского залива. В конце палеоцена морские воды ушли из грабена в результате возвратного поднятия его территории.

В Болтышской впадине мощность палеоценовых отложений от 20—80 на бортах до 360—500 м в центре. Они представлены в основном известковистыми глинами и алевроитами с несколькими пластами горючих сланцев. Ближе к бортам впадины разрез становится существенно песчаным. В основании разреза местами залегает брекчия незначительной мощности. Большая часть глинисто-алевритовой толщи образовалась в раннем палеоцене, а верхи ее — в позднем палеоцене — раннем эоцене (материалы В. К. Грабовского и Г. М. Карпова).

Форма впадины, имеющей поперечник 20—22 км, округлая сверху, с глубиной становится квадратной, со сторонами широтного и меридионального направления. Фундамент во впадине опущен до отметки —450—500 м (вокруг впадины 150 м). На дне ее залегают кислые эффузивные породы. Они слагают близкую к квадрату площадь со сторонами 10—12 км, внутри которого развиты граниты. Эффузивы образуют на дне впадины кольцевой грабен шириной 3—4 км, ограниченный широтными и меридиональными разломами. Фундамент в центре кольцевого грабена залегает на 100—150 м выше поверхности эффузивных пород.

Выполняющие Болтышскую впадину осадки не могли накапливаться в готовом углублении фундамента глубиной до 600—650 м. Если это углубление существовало бы, оно выполнялось бы грубообломочным материалом, сносимым со склонов большой крутизны. Это соображение делает несостоятельными представления о Болтышской впадине как кальдере или метеоритном кратере.

Сказанное выше и другие детали строения Болтышской впадины дают возможность рассматривать ее как грабен, ограниченный ступенчатыми сбросами, глубина которого увеличивалась постепенно, причем это проседание компенсировалось накоплением мощных предельно мелководных (озерных и лагунных) осадков. Опускание продолжается и сейчас, что подтверждается современной гипсометрией и тем, что все реки с окружающей местности стекают к центру впадины; лишь р. Тясмин, собрав воды этих речек, прорывается из впадины у г. Каменки.

В последнее время для эффузивных пород Болтышского грабена определен возраст от 160 до 80 млн. лет. По-видимому, такие колебания связаны с различной степенью загрязненности лав вмещающими породами, и истинный возраст их минимальный. В таком случае излияния лав произошли в конце мела — начале палеоцена. Это согласуется и с геологическим возрастом наиболее древних отложений как грабена, так и прилегающих участков. Именно к концу мела — началу палеоцена относится образование в Смелянской зоне неглубокого обширного грабена, на площади которого, у пересечения с Винницкой зоной, возникла особенно активная Болтышская структура; заложение ее сопровождалось излиянием кислых лав.

Более древняя история Смелянской зоны документирована слабо, но образование ее в позднем протерозое не должно вызывать сомнений. Об этом свидетельствует приуроченность к зоне восточной границы Корсунь-Новомиргородского плутона коростенских пород и массива кировоградских трахитоидных гранитов. По-видимому, имели место и движения збраньковского и толкачевского времени, на что могут указывать омоложенные породы в Винницкой и Южной зонах в местах пересечения их со Смелянской зоной. У с. Обертасов выявлена дайковая порода возрастом 1000 млн. лет (материалы Э. А. Ярощука).

Смелянская зона своим восточным краем совпадает со сложной построенной Каменско-Кировоградской зоной разломов (Каляев и др., 1972), являющейся продольной по отношению к нижнепротерозойским складчатым структурам Кировоградского блока. Разломы и связанные с ними метасоматиты возникли и развивались не позднее конца геосинклинального этапа развития территории, так как возраст радиоактивных минералов из зон разломов 1700—1800 млн. лет (Каляев и др., 1972).

Смелянская зона активизации, отчасти совпадающая с нижнепротерозойской зоной разломов, возникла в коростенское время и испытала омоложение в збраньковское и толкачевское время. Для расшифровки более поздних событий в зоне, вплоть до поздней перми, фактических данных нет. В мезозое и кайнозое в зоне происходят интенсивные движения, особенно в конце мела — начале палеоцена, сопровождающиеся излияниями кис-

лых лав. На некоторых участках зоны хорошо выражены и неотектонические движения вплоть до современных.

Александрийская зона. Криворожско-Кременчугская зона — один из наиболее выраженных разломов докембрийского фундамента Украинского щита. Однако анализ фактических данных, в том числе и рельеф поверхности фундамента, показал, что эта зона в мезо-кайнозойском структурном плане не выражена.

Для хорошо изученной Криворожско-Кременчугской зоны выполнены многие десятки определений абсолютного возраста пород. Почти во всех случаях возраст пород криворожской серии составляет более 2000—1900, а гранитоидов — 1900—1800 млн. лет. Возраст метасоматически измененных пород, а также сленочных роговых обманок 1700—1800 и только в единичных случаях 1600 млн. лет. Более молодые образования приурочены лишь к пересечению Криворожско-Кременчугской зоны Южной зоной активизации.

Криворожско-Кременчугская зона разломов тесно связана со среднепротерозойским складчатым сооружением и состоит преимущественно из серии надвигов (Каляев, 1972), которые совершенно не характерны для зон разломов платформенного этапа развития.

Г. И. Каляев (1972) считает, что Криворожский разлом был заложен 3 млрд. лет назад. Этот разлом определил заложение эвгеосинклинали Большого Кривого Рога, в которой накопились огромной мощности осадки, подвергшиеся в среднем протерозое складчатости, сопровождавшейся формированием Криворожско-Кременчугской зоны разломов. Каляев также отмечает, что, «исходя из многочисленных постскладчатых разломов, можно предполагать некоторую активность разлома на протяжении всего протерозоя». Возможно, какие-то частные подвижки, особенно в местах пересечения Криворожско-Кременчугской зоны широтными зонами активизации, и происходили, но в целом зона разломов должна была сформироваться еще в среднем протерозое. Криворожско-Кременчугская зона разломов — структура, типичная для геосинклинального этапа развития. К тому же для зоны разломов не характерны позднепротерозойские процессы омоложения пород, как в верхнепротерозойских зонах активизации. Наконец, разрывные структуры типа развитых в Криворожской зоне возникают в процессе интенсивной складчатости геосинклинальных осадков и продолжают формироваться на протяжении сравнительно небольшого времени; например, в Карпатах основная складчатость состоялась в конце олигоцена, т. е. не более 40 млн. лет назад, а между тем уже сейчас здесь существуют значительные, хорошо оформившиеся разрывы — сбросы, взбросы, надвиги и т. д. Все это говорит о том, что Криворожско-Кременчугская зона разломов — образование только геосинклинального этапа и на платформенном этапе не развивалась.

Нет никаких данных о движениях в Криворожско-Кременчугской зоне в палеозое. Она совершенно не выражена в рельефе поверхности фундамента. Вместе с тем вблизи зоны проходит выделяемая нами Александрийская зона активизации. Последняя имеет меридиональное направление и южнее г. Кривого Рога пересекается под острым углом с Криворожско-Кременчугской зоной. На широте Кривого Рога расстояние между зонами 10—12, у Кременчуга около 30 км.

В мезо-кайнозойском структурном плане Александрийская зона разделяет Кировоградскую и Среднеднепровскую глыбы. Здесь же изменяется высота фундамента на 20—50 м с уменьшением ее к востоку. С зоной связаны широкие и глубокие древние долины. Об интенсивных движениях в зоне свидетельствуют значительные различия в рельефе фундамента разделенных ею глыб, отличия в характере разрезов кайнозоя и т. д. В частности, различия в положении глыб в среднем эоцене привели к тому, что если в пределах Кировоградской глыбы развитие торфяников обусловило образование месторождений бурых углей с общими запасами 300—400 млн. т, то запасы их на Среднеднепровской глыбе (меньшей по размерам) 1400 млн. т (Сябрь, 1962). Если на Криворожской глыбе основную часть разреза верхнеэоценовых отложений составляют мергели, то на Среднеднепровской глыбе их нет, и верхнеэоценовые образования представлены глинистыми глауконитовыми песками. Таким образом, в среднем эоцене Кировоградская глыба была приподнята относительно Среднеднепровской, а в позднем эоцене создалось обратное отношение. Эти и другие известные факты подтверждают движения в Александрийской зоне в течение мезо-кайнозоя. Следует отметить, что упоминаемые в литературе современные движения в Криворожско-Кременчугской зоне, определенные повторными нивелировками, относятся к районам, где эти зоны сближены и пересекаются. Поэтому активность неотектонических перемещений следует относить к движениям в Александрийской зоне, а не в Криворожско-Кременчугской.

На северо-восточном склоне эта зона разделяет блоки с различной высотой фундамента (несколько десятков метров), а на сочленении склона с Днепровско-Донецкой впадиной в зоне располагается известная Оболонская впадина. На южном склоне в зоне происходит также изменение высоты фундамента, местами до 50—60 м. Интересно то обстоятельство, что здесь намечается грабен глубиной 20—30 м и шириной около 10 км, к которому приурочена широкая извилистая древняя долина. Александрийская зона на южном склоне является границей распространения верхнеэоценовых и олигоценовых толщ. Марганцевоносные фации олигоцена развиты только восточнее зоны.

Мезо-кайнозойские движения в Александрийской зоне хорошо документированы. Данных о более древних движениях нет.

В фундаменте щита зона разделяет Прингулецкий антиклинальный массив и Западно-Ингулецкую парагесинклинальную зону. Это термины Г. И. Каляева (1972), однако на его карте эти разломы не показаны. Отдельные отрезки зоны фигурируют лишь на карте К. Ф. Тяпкина (1966). Однако существование разлома не вызывает сомнения. Упомянутые докембрийские структуры не могут не разграничиваться разломом. К тому же здесь входят в соприкосновение области с различной ориентировкой (северо-западной и меридиональной) складок, что должно свидетельствовать о возникновении зоны на платформенном этапе, скорее всего в позднем протерозое.

Запорожская зона. Связана с Белозерско-Утлюкским разломом и в мезо-кайнозойском структурном плане разделяет Среднеднепровскую и Волынскую глыбы, отличающиеся по высоте фундамента на 50—70 м. Иной и рельеф поверхности фундамента этих глыб. Если на первой это более или менее ровная поверхность, но расчлененная многочисленными глубокими древними долинами, то на второй она холмиста, почти без ровных водораздельных пространств. По сравнению со Среднеднепровской глыбой на Волчанской глыбе резко сокращены площади распространения палеогеновых отложений, приуроченных лишь к древним долинам и пониженным участкам, прилегающим к ним.

В современном виде Запорожская зона представляет собою (по поверхности фундамента) грабенообразное понижение шириной 20—25 км, отличающееся по высоте фундамента на древних водораздельных пространствах от остальной площади Волчанской глыбы на 50—80, а от Среднеднепровской — на 20—40 м. По краям грабена находятся древние долины шириной 2—8, а на севере до 10—12 км. Восточная долина, выполненная бучакскими, киевскими и среднемиоценовыми отложениями, в современном рельефе не выражена. В ней есть узкие «острова» — цокольные террасы высотой до 40 м, не перекрывающиеся бучакскими отложениями, что свидетельствует о том, что в бучакское время долина распадалась на несколько рукавов. С западной долиной связана современная долина Днепра, ее порожи́стая часть. Между долинами располагается водораздельная площадь шириной 2—8 км. Общая глубина эрозионного расчленения дна грабена составляет 80—100 м. Столь большая глубина расчленения указывает на высокое положение района в в мезозое, сменившееся опусканием в палеогене, что способствовало накоплению значительных среднеэоценовых угленосных отложений, а затем и превращению грабена в целом в морские заливы (поздний эоцен, миоцен).

На южном склоне щита в Запорожской зоне высота фундамента изменяется незначительно, но сюда продолжается грабенообразное понижение, хотя и менее глубокое, чем на щите. К нему приурочена меридиональная часть переуглубленной

плавневой долины Днепра южнее г. Запорожья, ныне залитая водами Каховского водохранилища. В этом понижении располагается древняя долина, продолжающаяся и в Причерноморскую впадину. На севере впадины, в районе с. Белозерки, зона ограничивается с востока блоки, лишенные меловых отложений.

Запорожская зона активизации совпадает по своему положению с Конкско-Белозерской зоной, рассматриваемой обычно как глубинный разлом (Чекунов, 1972; Каляев и др., 1972). Она рассекает площадь развития древних пород Украинского щита. В частности, к зоне приурочено юго-западное окончание складчатых структур Конкского района.

По прогам, отобранным из разных мест Конкско-Белозерской зоны, выполнены многочисленные определения абсолютного возраста пород. Всюду они превышают 2100 и нередко достигают 3000 млн. лет и более. Столь большие цифры получаются и по роговым обманкам и биотитам. Лишь в районе Белозерки установлен более молодой возраст, в некоторых случаях составляющий 1700—1800 млн. лет. В. Д. Ладиева рассматривает эти породы как продукты фаций наложенного метаморфизма криворожской группы (1700—2100 млн. лет). Наиболее позднее омоложение пород (1610 и 1660 млн. лет), возможно, относится к коростенскому времени, т. е. происходило уже в платформенных условиях.

Обращает внимание, что омоложенные породы развиты в северной части Белозерской структуры, т. е. вблизи Конкской зоны активизации. Это дает возможность связывать процессы омоложения именно с последней зоной. Следовательно, мы не располагаем какими-либо фактами о развитии Запорожской зоны активизации в позднем протерозое и палеозое. Лишь по аналогии с другими подобными зонами можно относить время ее возникновения к позднему протерозою.

Азово-Павлоградская зона. Четко выражена в мезо-кайнозойском структурном плане, где связана с Азово-Павлоградским разломом на юге и Скелеватским — на севере. Первый ограничивает с запада Приазовский массив и выражен по поверхности фундамента обрывом высотой 100—300 м. К нему приурочены границы распространения меловых и палеогеновых отложений. Всего в 4—12 км восточнее его, уже по Приазовскому массиву, проходит Скелеватский разлом. Между ним и Азово-Павлоградским разломом находится узкая ступень, в пределах которой поверхность фундамента расположена на 50—100 м ниже, чем на более восточных блоках Приазовского массива. Один из мелких блоков этой ступени опущен до высоты — 50 м и выделяется под названием грабена с. Ланкового. Он выполнен меловыми, бучакскими, полтавскими и среднесарматскими отложениями.

В состав Азово-Павлоградской зоны активизации по западному краю Приазовского массива входит упомянутая ступень

между Скелеватским и Азово-Павлоградским разломами. По-видимому, она распространяется несколько западнее последнего, включая очень узкие ступени поверхности фундамента по восточному краю Молочанского грабена Причерноморской впадины. Общая ширина зоны составляет 10—15 км.

Севернее Конкского разлома Азово-Павлоградский разлом не выражен в мезо-кайнозойском структурном плане, и ведущую роль в строении зоны активизации играет Скелеватский разлом. На южном склоне щита он ограничивает с запада Конкско-Ялыньскую впадину. К нему приурочена граница распространения меловых отложений и изменение высоты фундамента на 20—40 м. Севернее, на Волчанской глыбе, Азово-Павлоградская зона представлена грабеном, подобным описанному в Запорожской зоне. Ширина его 20—25 км. В грабене высота поверхности фундамента (на древних водоразделах) составляет 60—100, а на соседних блоках 150—170 м. По оси грабена проходит Скелеватский разлом, у которого высота фундамента изменяется на 10—30 м. К грабену приурочена древняя долина с очень сложным планом шириной до 8 км; на севере она распадается на четыре рукава шириной 1—3 км. Долина выполнена киевскими, харьковскими и полтавскими отложениями. К грабену приурочена р. Волчья и низовья Гайчула.

Азово-Павлоградская зона активизации в значительной степени по своему положению совпадает, особенно южнее г. Орехова, с Орехово-Павлоградским разломом, ограничивающим с востока складчатую систему Большого Кривого Рога. В зоне этого разлома складки субмеридионального направления входят в соприкосновение со складками северо-западного направления. Широко развиты зоны смятия и брекчирования, залеченные магматическим материалом. Хорошие обнажения их наблюдаются в устьевой части Гайчула и по р. Скелеватой (восточнее г. Токмака), где они нарушены меридиональными разрывами. Однако если севернее г. Орехова Орехово-Павлоградский разлом образует дугу, обращенную на восток и в районе Павлограда уходящую западнее Азово-Павлоградской зоны активизации, то последняя на этом отрезке прямолинейна.

Возраст пород в зоне Орехово-Павлоградского разлома не моложе 2000 млн. лет. Лишь в отдельных случаях возраст пород в результате наложенного метаморфизма составляет 1800 млн. лет. Однако количество определений невелико, а для тех участков, где зона совпадает с Азово-Павлоградской зоной, их почти нет. Не определен даже возраст дайки р. Юшанлы, приуроченной к Скелеватскому разлому, который по аналогии с другими районами Приазовского массива должен составлять 1400—1200 млн. лет. Мало данных и о процессах, происходивших в Азово-Павлоградской зоне в протерозое. Лишь Юшанлинская дайка может служить косвенным указанием о процессах магматизма в збраньковское время. Ничего неизвестно и о тек-

тонических движениях в палеозое. Зато четко задокументированы интенсивные движения в мелу, особенно в сеномане, когда оформились границы Приазовского массива и Конкско-Ялынской впадины. По-видимому, в это время, а возможно и ранее, образовался грабен на Волчанской глыбе. Значительные опускания в нем происходили в позднем эоцене и позднее. Движения в Азово-Павлоградской зоне оказали влияние на распространение неогеновых осадков и формирование современного рельефа, в том числе на положение долин Волчьей и Гайчула.

Куйбышевская зона. Ограничивает на востоке Волчанскую глыбу, фундамент погружается на 60—90 м, в Конкско-Ялынской впадине на 40—50, а вблизи Конкского разлома — 100—120 м. На Приазовском массиве погружение фундамента к востоку в пределах зоны составляет 70—80 м, при этом вблизи Конкского разлома намечается грабен шириной 10—12 км. Именно к нему приурочены два очень небольших блока, прилегающих к Конкскому разлому, в которых фундамент опущен на несколько сотен метров. Хорошо выражена зона на южном склоне Приазовского массива, особенно в строении Азовской зоны, где находится поперечный к последней грабен глубиной (по поверхности фундамента) более 100 м. Тектонические движения в Куйбышевской зоне хорошо документированы с раннего мела. К зоне приурочен отрезок границы Донбасса с Украинским щитом в низовье Мокрых Ял. Здесь эта граница несколько раз резко смещается по близко расположенным меридиональным разломам.

На Приазовском массиве с Куйбышевской зоной связано резкое изменение простираний докембрийских пород (широтное к западу и субмеридиональное к востоку от зоны), она ограничивает с запада Центрально-Приазовскую синклинали (Каляев и др., 1972). В зоне встречается много даек диабазы возрастом 1400—1200 млн. лет. Докембрийские породы, омоложенные на платформенном этапе развития, в Куйбышевской зоне не обнаружены.

Зачатьевская зона. Разграничивает Конкско-Ялынную впадину и восточную часть Приазовского массива. Поверхность фундамента погружается к западу на 250—450 м. Зона ограничивает площади распространения меловых и палеогеновых отложений. В Зачатьевской зоне изменяется простирание южной границы Донбасса с северо-западного на широтное; с запада зона ограничивает Южно-Донецкий грабен. На Приазовском массиве она разделяет блоки, отличающиеся высотой фундамента на 50, а южнее его — на 100 м и более.

Зачатьевская зона разделяет восточную и центральную части Приазовского массива, резко отличные по составу фундамента. В зоне известны небольшие тела гранитов типа екатериновских. По рекам Кальчику и Каратышу широко развиты дайки диабазы и кварцевого порфира возрастом 1400—1200 млн. лет, а на

р. Каратыше обнаружены дайки андезита возрастом 374—224 млн. лет.

Таким образом, для Зачатьевской зоны устанавливаются тектоно-магматические процессы, относящиеся ко времени образования коростенских пород, збраньковского и толкачевского времени, а также девонские и пермо-триасовые. Хорошо документированы тектонические движения мела и палеогена, а также неотектонические вплоть до современных.

Еланчикская зона. Ограничивает на востоке Приазовский массив. Здесь происходит быстрое (на 150—120 м) погружение фундамента на восток. Она является границей распространения каменно-угольных, меловых и палеогеновых отложений. Зона служит восточным ограничением Южно-Донецкого грабена. К ней приурочена сложная Покрово-Киреевская структура, в пределах которой развиты мальвиниты, грорудиты, мончикиты возрастом 290—260 млн. лет. Возраст вмещающего мальвинит граносенита 1500 млн. лет. Таким образом, для Еланчикской зоны установлены магматические процессы позднего протерозоя, позднего карбона и ранней перми. Документированы каменноугольные, меловые, палеогеновые и более молодые тектонические движения.

Подольская зона. Разграничивает Украинский щит и его юго-западный склон. Состоит из нескольких ступеней поверхности фундамента. Всего выделяется четыре ступени общей шириной 23—34 км.

Разлом, ограничивающий верхнюю (первую) ступень (Дашковцы — Верхний Ольчедаев — Русава — южнее Котовска), приурочен к перегибу поверхности фундамента от щита к склону. Ширина ее 5—6 км, горизонтальные площадки на ней находятся на 50—60 м ниже, чем севернее разлома. В основном поверхность ступени слабо наклонена к юго-западу. На юго-западе она ограничена разломом Бахтын — Сказинцы — Ямполь. Ширина второй ступени 6—8 км. Здесь наблюдается много небольших горизонтальных площадок, расположенных на 40—50 м ниже, чем на первой ступени. Разлом, ограничивающий ступень с юга, В. А. Великанов (1969) назвал Подольским. Он проходит через Новую Ушицу — Могилев-Подольский — Сороки — Рыбницу. Третья ступень (на 30—40 м ниже предыдущей) имеет ту же ширину и ограничена разломом по линии Миньковцы — Ярышев — южнее г. Сорок. Еще на 40—50 м ниже находится четвертая ступень, ограниченная разломом Дунаевцы — Соколец — Катюжанка.

Границы ступеней выражены значительным сгущением изогипс поверхности фундамента. Такое сгущение можно наблюдать на участке по р. Русаве у г. Ямполья, где река пересекает склон между первой и второй ступенями. Уклон реки здесь значительный, много порогов. Встречающиеся на Приднестровье

изолированные выходы кристаллических пород приурочены преимущественно к таким склонам.

Поверхность ступеней в целом неровная, с отдельными узкими ровными площадками длиной в несколько километров. Она расчленена довендскими долинами глубиной 30—50 м, что свидетельствует о возникновении ступеней задолго до венда. Так как к одному из разломов (Подольскому), разделяющему ступени, приурочен покров каменных диабазов, протягивающийся от Могилева-Подольского до г. Каменки, возрастом около 1000 млн. лет, то и возникновение ступеней относится к этому времени. С момента образования покрова диабазов и ступеней на первых сформировалась кора выветривания (материалы Г. Г. Виноградова), а ступени подвергались денудации, прежде чем были перекрыты осадками венда.

Впоследствии тектонические движения в Подольской зоне были весьма незначительны. Это прежде всего вытекает из структуры поверхности вендских отложений, на которой зона выражена слабо, в виде отдельных локальных структур с амплитудами перемещений, не превышающими первые десятки метров (Великанов, 1972). К тому же эта поверхность, как и мезо-кайнозойских толщ, наклонена не на юго-запад, а на юг и расчленена широтными и меридиональными разломами. Нарушены ими и ступени поверхности фундамента. Они разбиты на отрезки, высоты которых систематически уменьшаются к юго-востоку. Так, если у с. Новой Ушицы высоты ступеней 180, 140—150; 110—120 и 50—70 м, то у г. Могилева-Подольского 170, 120—130, 50—70, 50 м, у г. Ямполья —0, —20—30, —100 и —150 м, а у г. Котовска ступени располагаются на высотах —150—400 м.

Оживление тектонических движений Подольской зоны, как и всего юго-западного склона щита, произошло в позднем плиоцене — антропогене, когда весь этот район испытал значительное поднятие и образовались каньонообразные долины глубиной до 150—200 м. Однако преобладали движения по меридиональным и широтным разломам, о чем свидетельствует меридиональное направление притоков Днестра и широтно-меридиональное направление многих протяженных его отрезков. Ожились и разломы северо-западного направления, что сказалось на положении небольших речек и некоторых отрезков долины Днестра, а также на общем юго-восточном направлении ее. Вертикальные перемещения по этим разломам были ничтожны. В. С. Заика-Новацкий и В. А. Великанов отнесли эти разломы к малоамплитудным и даже безамплитудным.

Подольская зона является секущей по отношению к складчатым структурам подольского комплекса, что уже само указывает на возникновение ее на платформенном этапе развития. Возраст пород подольского комплекса 2200—1900, вместе с тем возраст их согласно нескольким определениям по этим породам 1500—1250 млн. лет, что дают повод Н. П. Семененко

(1968) говорить об омоложении пород в Подольской зоне, связанном с овручским циклом развития щита. Очевидно, здесь происходили процессы омоложения в збраньковское и толкачевское время; о последнем свидетельствует возраст биотита из гранита в с. Озаринцах, составляющий 1140 млн. лет, и биотита из чарнокита Могилева-Подольского — 1250 млн. лет.

Установлено омоложение рифейских эффузивов в пермо-триасе. Возраст их у г. Сорок и в районе с. Рыбницы всего 260—235 млн. лет (Бернардская, Котловская, 1974).

Таким образом, развитие Подольской зоны прослеживается со збраньковского времени. Особенно интенсивным оно было в рифее, когда возникли ступени поверхности фундамента и произошло излияние основных лав. Впоследствии движения в зоне были незначительными, а в мезо-кайнозойском структурном плане зона почти не выражена.

В Подольской зоне выявлены рудопроявления и месторождения флюорита и полиметаллов (цинка и свинца), локализующихся в верхнедокембрийской толще пород.

Установлено, что в Подольской зоне наряду с низкотемпературными (по данным гомогенизации) флюоритами (100—150°С) встречаются и более высокотемпературные генерации (до 450—470°С) явно гидротермального происхождения.

Кроме того, шлиховой съемкой по р. Днестру в районе г. Могилева-Подольского выявлена ассоциация золота, киновари и реальгара. Золото также обнаружено в современных элювиально-делювиальных отложениях нижнего течения Немии и Калюса в базальных грушкинских песчаниках у с. Ярышева и на других участках.

Ртуть широко распространена в современной алувии р. Днестра в ассоциации с реальгаром, баритом, самородным золотом, сульфидами свинца и меди (Платформенные структуры..., 1972).

Днепровская зона активизации. Разделяет северо-восточный склон Украинского щита и Днепровско-Донецкую впадину. Состоит из отрезков северо-западного и широтного направлений, связанных с Днепровским, Оболонским, Ладыжинским и другими разломами. Восточнее г. Кременчуга зона является границей щита и Западного Донбасса.

С зоной Днепровского разлома севернее г. Черкассы связано значительное (до 100 м и более) погружение фундамента, к ней приурочена граница распространения девонских и каменноугольных отложений. После значительного перерыва Днепровский разлом вновь проявляется в районе Козельщины — Днепродзержинска. Фундамент здесь быстро погружается по высокому узким ступеням (на 400 м на расстоянии 10—12 км). Здесь проходят границы распространения каменноугольных, триасовых и юрских отложений.

Оболонский разлом протягивается в широтном направлении

(Чернобай — Оболонь — Семеновка). Поверхность фундамента здесь опускается на 40—350 м. К зоне разлома приурочены границы распространения каменноугольных и верхнемеловых отложений. На пересечении Днепровской и Александрийской зон находится Оболонская впадина. Восточнее г. Днепродзержинска в Днепровской зоне происходит быстрое погружение фундамента по узким ступеням, составляющее 300—400 м на 10—12 км. Зона также является границей распространения каменноугольных, а отчасти и девонских отложений.

Данных, которые свидетельствовали бы об омоложении докембрийских пород или о платформенных магматических явлениях в Днепровской зоне, нет. Поэтому в настоящее время можно говорить о развитии зоны со среднего девона. Здесь фиксируются движения каменноугольные, триасовые, юрские и поздне-меловые.

Описанные выше 19 зон тектоно-магматической активизации — наиболее ярко выраженные дизъюнктивные структуры Украинского щита, развитие которых определяло тектоническую и магматическую обстановку территории на всем платформенном этапе. Именно с этими зонами связано омоложение докембрийских пород и почти все магматические образования верхнего протерозоя и фанерозоя. К ним же приурочены движения, определившие важнейшие черты мезо-кайнозойского структурного плана и становления Украинского щита как огромной мезозойской горстовой структуры.

Кроме зон активизации на щите есть отдельные разрывные структуры, с которыми связано омоложение докембрийских пород и сравнительно молодые магматические образования.

Так, омоложенные породы известны в зоне Фастовского разлома, в районе г. Фастова (на пересечении его с Андрушевской зоной). Несколько обособленное положение в зоне Фастовского разлома занимают гидротермальные образования с. Березны возрастом 290 млн. лет. Кроме того, вблизи Фастовского разлома установлены омоложенные породы в с. Терезино (1450 млн. лет) и в с. Пилипче (1445 млн. лет).

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ

Зоны активизации представляют собой полосы шириной 15—20 км, редко более, связанные с крупными, как правило, глубинными региональными разломами. Строение фундамента в зонах активизации сложное. Они состоят из мелких блоков размером несколько километров, нередко со сложными и даже неправильными ограничениями. Это своего рода мегабрекчия разновозрастных пород. Лучше всего изучено строение такой «мегабрекчии» в Южно-Донецком грабене, являющемся отрезком Южной зоны активизации. Подобное строение установлено

для Звиздаль-Залесской и Андрушевской зон, где довольно неправильно чередуются бесформенные мелкие блоки пород подольского и кировоградско-житомирского комплексов и тетеревской серии. Есть данные о таком же строении и других зон. В некоторых случаях в зонах активизации наблюдаются различного возраста грабены и горсты, иногда выраженные на поверхности фундамента. Наиболее типичная из таких структур Северо-Украинская зона, которая в протерозое развивалась как глубокий сложно построенный грабен, а позднее превратилась в горстовую структуру, а также Белковский горст, приуроченный к Звиздаль-Залесской зоне.

По-разному выражены зоны активизации в мезо-кайнозойском плане. В одних случаях это узкие неглубокие грабены (Остерско-Первомайская, Смелянская, Запорожская и другие зоны), занятые широкими извивающимися древними долинами. С течением времени глубины грабенов менялись, при максимальном прогибании они выполнялись угленосными осадками или даже превращались в морские заливы. Иногда грабены в зонах активизации сочетаются с горстами, и эти структуры разделены различной высоты обрывами поверхности фундамента, как это наблюдается в Конкской зоне, особенно там, где она служит границей между Конкско-Ялынской впадиной и Приазовским массивом, а также в Остерско-Первомайской зоне, по границе Бориспольского грабена и Остерско-Переяславского горста. В некоторых случаях зоны представлены широкими флексуорообразными перегибами поверхности фундамента (Звиздаль-Залесская зона). Наконец, в зонах наблюдается ступенчатое погружение фундамента (Корецкая, Южная и др.), а Северо-Украинская зона на значительном протяжении представляет собой горст (Овручский). В строении всех зон участвуют многочисленные мелкие блоки, разделенные как продольными по отношению к зоне, так и поперечными разломами, причем высота поверхности фундамента, высоты залегания осадочных толщ и современные высоты изменяются от блока к блоку, иногда значительно.

Основное направление зон активизации на щите и его склонах меридиональное и широтное. Только две зоны имеют северо-западное направление. Почти всегда зоны активизации являются секущими по отношению к простиранию докембрийских складок. Иногда они разделяют участки с различным направлением складок. Лишь изредка (Остерско-Первомайская, Смелянская зоны) направление зон активизации совпадает с направлением складчатости; оба направления тогда меридиональные. Это обстоятельство свидетельствует о возникновении и развитии зон активизации после образования складок, т. е. на платформенном этапе. Они нигде не наследуют зоны разломов, сформировавшихся на геосинклинальном этапе развития территории, являясь новообразованиями платформенного этапа. Очень редко

зоны совпадают с древними разломами (например, Смелянская зона с Кировоградским разломом), но это происходит только там, где складчатость докембрийских пород имеет меридиональное или близкое к нему направление (центральная часть щита). К тому же это совпадение далеко не полное, т. е. речь идет не об унаследованности древних структур, а о совпадении (неполном) положения некоторых платформенных и геосинклинальных разломов.

Зоны активизации иногда смещены относительно своего положения на 10—12 км в местах пересечения их с другими зонами или крупными разломами (Корецкая, Звиздаль-Залесская, Южная и некоторые другие зоны). Такое смещение является следствием эшелонированного расположения отрезков разломов и зон активизации.

Во многих зонах активизации отмечены процессы омоложения пород, магматические образования платформенного этапа развития.

Довольно четко выделяются следующие периоды активных процессов омоложения пород и магматизма:

I. Начало позднего протерозоя — коростенское время (около 1600—1700 млн. лет). Магматические процессы привели к становлению массивов пород коростенского комплекса и комплекса щелочных пород Приазовья. В этих процессах важная роль принадлежала Северо-Украинской, Звиздаль-Залесской, Остерско-Первомайской, Смелянской, Винницкой, Конкской, Зачатьевской зонам активизации и некоторым региональным разломам.

II. Ранний рифей.

а) Звиздаль-Залесское время (1550—1450 млн. лет). Омоложенные породы этого возраста установлены в Конкской, Южной, Винницкой, Андрушевской, Звиздаль-Залесской и некоторых других зонах. К этому времени относится габбро-диабаз Звиздаль-Залесской дайки. В Винницкой зоне, в северной части Корсунь-Новомиргородского плутона, известен порфирит возрастом 1450 млн. лет.

б) Збраньковское время (1400—1300 млн. лет). Излияния кислых и основных лав в Северо-Украинской зоне. Образование даек основных пород на Приазовье и в зоне Девладовского разлома. Омоложение ниже- и среднепротерозойских пород в Подольской, Андрушевской, Звиздаль-Залесской, Винницкой, Южной и других зонах активизации.

III. Средний рифей.

Толкачевское время 1250—1100 млн. лет. Пержанские метасоматиты, диабазы Хмельника, Девладовского разлома, Приазовья. Омоложение пород в ряде зон. Становление габбро-диабазов и диабазов района Дубровицы возрастом 1120 и 1250 млн. лет (западный склон щита, продолжение Северо-Украинской зоны).

Иногда отнесение дайковых и омоложенных пород к збраньковскому или толкачевскому времени вызывает значительные трудности. Это касается, например, пород возрастом 1300—1200 млн. лет. К тому же определение возраста некоторых пород дает значительный разброс цифр. Так, для диабазов Приазовья определен возраст 1490—1214 млн. лет, для кварцевых порфиров того же района — 1420—1125, для омоложенных пород подольского комплекса Приднестровья — 1500—1140 млн. лет. Поэтому можно было бы говорить об овручском времени тектоно-магматической активизации, синхронной формированию овручской серии в целом. Однако в районе Овруча — Перги четко выделяются разновозрастные — збраньковская свита и пержанские метасоматы, причем последние синхронны толкачевской свите, а отчасти и моложе ее. Возраст ниже- и среднерифейских даек и омоложенных пород различных районов щита большей частью укладывается в две группы, соответствующие збраньковскому и толкачевскому времени. Что касается промежуточных (переходных) значений, то они свидетельствуют или о неточностях в определении возраста, или о процессах, происходивших между двумя периодами. Не исключено при этом омоложение збраньковских пород в толкачевское время. Так, кварцевый порфир, возраст которого 1300 млн. лет, в одном случае имеет возраст 1190 млн. лет, а порфирит соответственно — 1250 и 1100 млн. лет.

IV. Поздний рифей.

Каменское время. Каменные диабазы Подольской зоны возрастом 1000—900 млн. лет, дайковая порода с. Обертасово в Смелянской зоне (1000 млн. лет). К этому же времени относится образование гидрослюд в биотитовом гнейсе рудника «III Интернационал» в зоне Девладовского разлома (880 млн. лет). На Побужье, в зоне Девладовского разлома, возраст роговых обманок амфиболитов 1100—1000 млн. лет (Демов Яр, Саботиновка, Могильная, Каменковатое); впрочем они могли образоваться отчасти и в толкачевское время. В с. Юрово (Северо-Украинская зона, Сущано-Пержанский разлом) возраст метасоматического гранита 860 млн. лет, что свидетельствует о проявлении метасоматических процессов в Сущано-Пержанской зоне в позднепротерозойское время. Возможно, к этому же времени относится диабаз с. Карпиловки (1070 млн. лет) и клеовит урочища Барсуки (1045 млн. лет).

V. Венд. Диабазы и базальты западного склона Украинского щита (около 600 млн. лет).

VI. Ордовик. Ортофиры района Ильинцов — Липовца (460—490 млн. лет). Темноцветная фракция диабаза рудника им. Фрунзе (зона Девладовского разлома) возрастом 516 млн. лет. На западном склоне щита возраст волыньских эффузивов по отдельным определениям 510—520 млн. лет (Янова Долина,

Черторийск), что, возможно, свидетельствует об их омоложении в период становления эффузивов р. Соби.

VII. Средний девон. Магматические образования в Южной зоне активизации — Южно-Донецкий грабен (Скаржинский, 1973). Они принимают участие в строении Покрово-Киреевского массива щелочно-ультраосновных и габброидных пород (380—390 млн. лет). По возрасту им соответствуют андезиты р. Каратыша (370—430 млн. лет). Более молодой волновахско-еланчикский эффузивный комплекс (335—365 млн. лет).

VIII. Карбон. Покрово-киреевский комплекс щелочных пород (300—330 млн. лет), микродиабазы района с. Новоукраинки (300—340 млн. лет).

IX. Пермь — триас. Южно-донбасский интрузивный комплекс (290—270 млн. лет), дайки андезитов р. Каратыша (260—280 млн. лет), андезита и ортофира р. Конки (260—270 млн. лет), диабаз р. Конки (220 млн. лет), омоложенные диабазы Подольской зоны (235—260 млн. лет).

X. Юра. Миусский комплекс лампрофиров возрастом 160 млн. лет (Скаржинский, 1973).

XI. Поздний мел — палеоцен. Кислые эффузивы Болтышской и Ротмистровской впадин.

Большинство зон тектоно-магматической активизации возникло еще в позднем протерозое и развивались на протяжении всего фанерозоя, а многие из них продолжают развиваться до сих пор. Это нашло отражение и в современном рельефе. Зоны развивались неравномерно, о чем свидетельствуют периоды магматической деятельности и процессы омоложения пород. Тектоно-магматическая активизация происходила в коростенское, послекоростенское, збраньковское и толкачевское время, в позднем рифее, венде, ордовике, среднем девоне, карбоне, поздней перми — раннем триасе, средней юре и позднем мелу — палеоцене. Анализ материалов, относящихся к мезо-кайнозойскому этапу развития территории щита, показывает, что наиболее интенсивные движения в зонах активизации наблюдались в поздней перми — раннем триасе, байосе — бате, альбе — сеномане, палеоцене — эоцене, среднем миоцене, позднем плиоцене — антропогене.

В течение каждого из периодов активизации интенсивность движений была различной не только в различных зонах, но и в отдельных участках определенных зон. Это относится и к распределению в пространстве тел магматических пород, омоложенных и метасоматически измененных пород, гидротермальных проявлений и т. д. Так, в Винницкой зоне есть магматические и древние омоложенные породы коростенского, збраньковского, толкачевского, вендского, ордовикского, мелового и палеоценового возраста, но приурочены они большей частью к различным отрезкам зоны. Нередко, однако, одни и те же отрезки зон активизации содержат магматические породы и признаки омоложе-

ния древних пород самых различных возрастов, например, в Южно-Донецком грабене, Конкской зоне, на Приазовском массиве, Подольской и Северо-Украинской зонах и т. д.

Наиболее значительные изменения пород, магматизм и тектонические движения были в местах пересечения зон активизации или последних с другими крупными региональными разломами (метасоматические породы на пересечении Северо-Украинской зоны с Суццано-Пержанским разломом, ордовикские ортофиры на пересечении Звездаль-Залесской и Винницкой зон, кислые эффузивы Болтышки на пересечении Винницкой и Смелянской зон, палеозойские магматические образования района с. Покрово-Киреева на пересечении Южной и Еланчикской зон и т. д.).

Магматические процессы в зонах активизации были весьма разнообразными как в морфологическом выражении, так и по характеру. Развита как огромные интрузивные массивы (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский) и тела типа малых интрузий (Октябрьской, Екатериновской и др.), так и покровы эффузивов (збраньковские, толкачевские, каменные, волынские), дайки мощностью несколько километров (Звездаль-Залесская) и маломощные дайки (Южная, Конкская и другие зоны). Кроме того, широко развиты процессы метасоматоза, приведшие к резкому омоложению пород. Форма и размеры тел омоложенных пород остаются почти неизвестными из-за небольшого количества определений возраста. Судя по Подольской зоне, где было выполнено много определений и где почти все они показали омоложение пород, можно полагать, что омоложенные породы в зонах активизации слагают значительные площади. Вместе с тем намечается пестрое строение таких площадей; тут часто должны чередоваться неизменные и омоложенные породы (возрастная пестрота).

Морфологическое проявление магматических процессов меняется во времени. Собственно интрузивные породы, слагающие крупные и мелкие массивы, образовались еще в коростенское время; более поздние интрузии на Украинском щите пока не установлены.

Значительные покровы эффузивных пород на щите известны только для збраньковского времени (более поздние большие покровы располагаются уже на склоне щита). Омоложение пород происходило в основном в интервале времени 1500—1100 млн. лет, т. е. в раннем и среднем рифее. В начале раннего рифея возникла и Звездаль-Залесская дайка габбро-диабазы.

По возрасту дайки и омоложенных пород можно судить о магматической деятельности в послекоростенское время. Процессы омоложения, очевидно, следует связывать с глубинной магматической деятельностью, становлением интрузивных тел на глубинах, которые еще не подверглись эрозии. Несомненным свидетельством существования этих тел является Звездаль-Залесская дайка, а также збраньковские эффузивы и пержанские

метасоматиты. Им, естественно, должны соответствовать тела разновозрастных кислых и основных интрузивных пород, не выведенные пока на дневную поверхность. Вероятно, это малые интрузии или крупные дайковые тела типа Звиздаль-Залесской дайки. Выявление их возможно при глубоком бурении.

Интересно, что периоды магматической деятельности раннего и среднего рифея отличаются по возрасту на 150—200 млн. лет, что соответствует продолжительности тектонических циклов В. Е. Хаина (1973). Такую продолжительность имеют каледонская, герцинская и альпийская тектонические эпохи. Поэтому вполне закономерно выделить в пределах Украинского щита рифейские тектонические эпохи: звиздаль-залесскую, збраньковскую и толкачевскую. В связи с этим совершенно неоправданно связывать магматические процессы раннего и среднего протерозоя с развитием коростенского магматизма и отнести габбро-диабаз Звиздаль-Залесской дайки к комплексу коростенских пород.

В дальнейшем на Украинском щите возникали небольшой мощности дайки преимущественно основного состава. В различных районах щита подобные дайки имеют позднепротерозойский возраст. Исключение составляют вулканические породы района Ильинцов, являющиеся образованиями вулканов центрального типа, и мощное кольцевое тело дацитов Болтышского грабена.

Магматические породы зон активизации весьма разнообразны по составу — от ультраосновных до кислых, а также щелочных. Если среди пород, образовавшихся в коростенское время, встречаются преимущественно кислые, то среди позднейших магматических образований резко преобладают основные породы (диабазы). Кислые породы представлены лишь ордовикскими ортофирами Ильинцов, пермо-триасовыми ортофирами Приазовья и дацитами Болтышского грабена, а породы среднего состава — девонскими и пермо-триасовыми андезитами Приазовья.

Вполне понятно, что по составу дайковых послекоростенских пород трудно судить об общем характере магматизма периодов тектоно-магматической активизации. Не исключено, что если возможно было бы учесть и магматические (интрузивные) породы, находящиеся на глубине, то отношение кислых пород к основным сложилось в пользу первых, т. е. оказалось бы совершенно иным, чем это наблюдается сейчас. Примером этому может служить состав коростенского комплекса пород. Это обстоятельство следует иметь в виду при оценке металлогенических возможностей эндогенных процессов, происходивших в рифее, венде и фанерозе.

Таким образом, можно выделить следующие периоды тектоно-магматической активизации (возраст, млн. лет) платформенного этапа развития территории Украинского щита (с учетом

подобных явлений, происходивших на Волыно-Подольской плите, в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе): коростенский — 1700—1600, звиздаль-залесский — 1550—1450, збраньковский — 1400—1300, толкачевский — 1250—1100, каменский — 1000—950, гороховский — 710—690, волынский — 600—550, ордовикский — 490—460, девонский — 410—340, каменноугольный — 330—300, пермо-триасовый — 290—220, юрский — 160, поздне меловой — палеоценовый — 80.

Изучение зон тектоно-магматической активизации Украинского щита имеет не только научное, но и большое практическое значение, так как они являются носителями эндогенной рудной минерализации. С Северо-Украинской зоной связан Пержанский рудный узел, в Звиздаль-Залесской зоне известна свинцовая, цинковая, медная и другие минерализации, в Андрушевской и Винницкой зонах установлены проявления молибденита, в Подольской зоне — флюорит, галенит, сфалерит и киноварь. Флюорит, медная и другая минерализация выявлены в зонах активизации Приазовского массива.

Следует подчеркнуть ведущую роль движений в зонах активизации в формировании месторождений осадочных полезных ископаемых. Блоковые движения определяли палеогеографическую обстановку, распределение областей сноса и седиментации, пути транспортировки материала, фациальные условия, создавали условия для развития кор выветривания и т. д. (Гойжевский, 1971).

**ПОЛОЖЕНИЕ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА В СТРУКТУРЕ
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Зоны тектонической активизации и многие описываемые основные разломы пересекают всю территорию Украинского щита и уходят за его пределы. Продолжение их легко найти в соседних регионах.

Так, Днепровско-Донецкая впадина и Припятский грабен пересекаются меридиональными и широтными разломами, продолжающимися сюда с Украинского щита. В. К. Гавриш (1974) выделяет следующие меридиональные структуры (в скобках дано соответствующее название зон активизации и разломов щита): Шепетовско-Копыловскую (Корецкая зона), Звиздаль-Кличевскую (Звиздаль-Залесская зона), Брусиловско-Холмечскую (Фастовский разлом), Тикичско-Гомельскую (Остерско-Первомайская зона), Новомиргород-Щорсовскую (Смелянская зона), Криворожско-Комаричскую (Александрийская зона), Верховцевско-Льговскую (Нововоронцовский разлом), Орехово-Харьковскую (Азово-Павлоградская зона), Мангусско-Губкинскую (Зачатьевская зона), Кальмиусско-Айдарскую (Еланчик-

ская зона). Они разделяют участки Доно-Донецкого прогиба, отличающиеся по уровням залегания каменноугольных и пермских отложений на многие сотни метров; еще более значительны изменения высот поверхности фундамента.

Широтные разломы, пересекающие Днепровско-Донецкую впадину, В. К. Гавриш не выделяет. Однако наличие широтных отрезков южного ее ограничения, приуроченных к Оболонскому, Винницкому и Ладыжинскому разломам, может указывать на продолжение этих разломов во впадину. Продолжением Винницкой зоны несомненно является Корульско-Днепровский разлом (Скаржинский, 1973), с которым связаны границы распространения осадочных толщ мезо-кайнозоя. Есть основание предполагать пересечение Днепровско-Донецкой впадины Северо-Украинской зоной. На продолжении ее находятся отдельные локальные структуры Черниговско-Брагинского выступа. Зона, по-видимому, является южной его границей. Неотектоническое выражение зоны в Днепровско-Донецкой впадине заключается в том, что здесь расположен более чем 200-километровый отрезок долин Сейма и Десны. Все реки впадины как севернее его, так и южнее южного направления; поэтому возникновение широтной долины можно связывать лишь с препятствием в виде широтного неотектонического «вала». Так как этот «вал» находится на прямом восточном продолжении Северо-Украинской зоны, то естественно предположить существование ее во впадине несколько южнее широтного отрезка долин Сейма и Десны.

Северо-Украинская зона продолжается и в юго-восточную часть Воронежского массива, что вытекает из анализа гипсометрических карт, приведенных в книге Г. И. Раскатова (1969). Так, на карте рельефа домезозойской поверхности хорошо видно широтное простираие изогипс на протяжении более 300 км — от района г. Обояни до Новохоперска, причем в районе последнего на протяжении более 150 км четко выражено широтное долинообразное понижение. Севернее его высота поверхности 50, южнее 80 м. От г. Павловска до г. Новохоперска простирается пологий свод шириной в 50—60 км, к которому приурочены выходы докембрия в районе г. Павловска. Это поднятие, несомненно, является частью Северо-Украинской зоны.

Сумма фактов, почерпнутых из книги Раскатова, позволяет с уверенностью выделить протяженный меридиональный разлом по линии Воронеж — Липецк — Скопин. Здесь на поверхности палеозойских отложений прослеживается древняя Кривоборско-Массальская долина, в которой размыты мезозойские образования. Разница высот палеозойской поверхности по обе стороны долины 40 м, донеогеновой — 100, а современной — 70—80 м. Это свидетельствует о длительном развитии разлома, который находится на меридиане Еланчикской зоны и является ее продолжением. Есть также данные, позволяющие предполагать продолжение на Воронежском массиве Запорожской зоны (че-

рез г. Орел) и Нововоронцовского разлома (через г. Брянск).

Разрывные структуры Украинского щита продолжаются и в Белоруссию. Наиболее высокие выступы Белорусского массива — Лепельский, Бобовненский, Гранцевичский, Бобруйский, Лунинецкий — укладываются в полосу, являющуюся продолжением области, занимаемой наиболее высокими глыбами Украинского щита — Подольской и Волынской. Именно здесь находятся Житковичское, Наровлянское и другие поднятия фундамента в Припятском грабене. З. А. Горелик (1959) связывал первоначальную причину возникновения Мозырской гряды с четвертичным поднятием Наровлянского выступа фундамента. Следует обратить внимание на то, что гряда располагается на продолжении Звиздаль-Залесской зоны, Житковичский же выступ находится на северном продолжении Усовской зоны.

Зоны активизации Украинского щита продолжаются также в пределы Волыно-Подольской плиты.

Разломам и блоковым структурам Причерноморской впадины и Скифской платформы посвящена обширная литература, в том числе книга А. В. Чекунова (1972). Рассмотрение данных, приведенных в ней, показывает, что большинство меридиональных разломов Украинского щита продолжаются и в Причерноморскую впадину, и на Скифскую платформу. Так, продолжением Фастовского разлома является Фрунзовско-Арцизский разлом, Остерско-Первомайской зоны — Очаковский разлом, Смелянской зоны — Кировоградско-Николаевский разлом, Александрийской зоны — Криворожско-Евпаторийский разлом, Запорожской зоны — Конкско-Белозерский разлом, Азово-Павлоградской зоны — Корсакско-Феодосийский разлом, Зачатьевской зоны — Ждановско-Керченский разлом. Все эти разломы существенно влияют на распределение высот поверхности фундамента, на структуру осадочного чехла.

Следует обратить внимание на некоторые крупные элементы, которые могут свидетельствовать о далеком южном продолжении Усовской и Звиздаль-Залесской зон активизации. На продолжении линии первой находится довольно прямолинейная меридиональная западная граница Центрально-Молдавской возвышенности. По этой линии на протяжении 180 км следует (до устья) р. Прут, навстречу которой с юга течет р. Дунай, имеющая на протяжении 120 км (от Фетешти до Галаца) меридиональное направление. На продолжении Звиздаль-Залесской зоны находится меридиональный отрезок долины Днестра длиной около 90 км (Рыбница — Дубоссары), восточная граница Центрально-Молдавской возвышенности и западная граница дельты Дуная.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что главнейшие разломы Украинского щита не только пересекают его, но и продолжаются на Волыно-Подольскую плиту, в Припятский грабен и на Белорусский массив, в Днепровско-Донецкую впадину,

Донбасс и на Воронежский массив, в Причерноморскую впадину и на Скифскую платформу. Протяженность разломов (зон активизации) составляет многие сотни километров, а нередко достигает 1000 км и более. Например, Северо-Украинская зона прослеживается на 1100 км, Запорожская — на 800—900, Винницкая — на 1000 км и т. д. Не исключено, что дальнейшие исследования позволят проследить эти зоны на еще большее расстояние. Особенно интересна в этом отношении меридиональная полоса поднятий фундамента, включающая западную часть Украинского щита, Белорусский массив и свод, протягивающийся далее к Финскому заливу (Кропоткин и др., 1971). Структурная схема северо-западной части Восточно-Европейской платформы (Можаев, 1973) свидетельствует о преимущественном развитии меридиональных и широтных разломов. Обращают внимание протяженные меридиональные разломы через Таллин, Плявнияс, Псков, Новгород, которые, скорее всего, продолжаютя и в Белоруссию, а затем переходят в разломы Украинского щита. Следовательно, система меридиональных разломов прослеживается от Черного моря до Финского залива, т. е. на 1500 км.

Юго-западная часть Восточно-Европейской платформы развивалась в основном по структурному плану, обусловленному меридиональными и широтными разломами. Этот план возник в позднем протерозое и существует до сих пор. Исключение составляют Днепровско-Донецкая впадина и юго-западные ограничения Вольно-Подольской плиты и Украинского щита. Последние сформировались и развивались под влиянием Карпатской геосинклинали соответствующего направления. Днепровско-Донецкая впадина (вернее Доно-Днепровский прогиб) возникла при временной переориентировке тектонических напряжений в девоне; однако впоследствии и в ней весьма существенную роль играли движения по широтным и меридиональным разломам, приведшие к резким изменениям структуры поверхности фундамента и осадочных толщ впадины, в том числе и в грабене, расположенном в центре ее.

ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКАЯ ПЛИТА

Структурный план Волыно-Подольской плиты тесно связан с платформенным структурным планом Украинского щита; структуры плиты, кроме юго-западного края, развивались по широтным и меридиональным направлениям.

Западный склон щита ограничен Ровенским разломом, в зоне которого фундамент резко погружается от $-300-400$ до $-600-700$ м. Западнее на расстоянии 50 км погружение достигает $1100-1200$ м (по-видимому, как и на западном склоне, ступенчатое) — до Пелчанско-Устечковского разлома (Гойжевский, 1968). К западу от него бурением установлены такие высоты поверхности фундамента: в Пелче -1742 , в Бучаче $-1392-1656$ м, что свидетельствует о погружении фундамента в зоне разлома на $300-600$ м.

Полосу, заключенную между Ровенским и Пелчанско-Устечковским разломами, мы рассматриваем как борт Львовского палеозойского прогиба (внешний склон Украинского щита, по В. И. Славину). В прогибе продолжается ступенчатое погружение фундамента к западу. Тут пробурены скважины, достигающие фундамента, и выполнена серия сейсмических наблюдений. Большею частью они сосредоточены на двух профилях юго-западного направления. Один из них пройден по линии Пелча — Перемышляны (расстояние между точками наблюдений и скважинами $10-20$ км). Высоты поверхности фундамента здесь следующие (в м): -1742 (Пелча); -1970 , -2150 (Броды); -2400 (Олеско); -2500 , -2700 , -3330 (Перемышляны) и -4100 м. Второй профиль проходит по линии Бучач — Надворная: -1270 , -1392 , -1656 (Бучач), -1940 , -2770 , -3410 м. Крайние точки этих профилей находятся уже во Внешней зоне Предкарпатского прогиба. Пробурены также скважины в городах Луцке (высота фундамента -2220 м), Горохове (-3176 м) и Завадове (-2165 м). Судя по глубинам залегания силурийских отложений и данным КМПВ, западнее меридиана Горохова фундамент опущен до $-4-5$ км. Здесь можно предполагать еще один крупный меридиональный разлом.

На запад погружается и домеловая поверхность — от $-200-300$ на западном склоне до $-200-500$ м у границы

с Польшей. Изменение высоты ее неравномерное, увеличивается в зонах крупных разломов. Так, южнее г. Тернополя высота поверхности восточнее Пелчанско-Устечковского разлома 280—320, западнее его 220—250 м, а на участке Пелча — Почаев соответственно 170—220 и 100—150 м.

Меридиональные структуры Вольно-Подольской плиты описаны в литературе (Бондарчук, 1959; Хижняков, 1962 и др.), а широтные структуры до сих пор не привлекли достаточного внимания. Исключение составляет лишь зона поднятий на северо-западе Украины (Бирюлев, 1968; Клушин, 1968; Шестопалов, 1971; Платформенные структуры, 1972), которую мы включаем в состав Северо-Украинской горстовой зоны (Гойжевский, 1975).

Западный отрезок Северо-Украинской зоны в литературе назван Припятским валом. По данным А. Е. Бирюлева, В. И. Клушина, В. М. Шестопалова и др., ширина его 15—20 км. Через 10—20 км он пересекается субмеридиональными разломами и, таким образом, разбит на блоки с различными высотами поверхности фундамента. Наиболее высокое положение поверхности фундамента отмечается на блоках с. Хотислава (—155 м) и г. Ратно (—55 м). На блоке с. Хотешова высота фундамента —540 м, а между Хотиславским и Ратновским блоками и восточнее г. Камня-Каширского фундамента опущен до —1100—1200 м. Припятский вал ограничен разломами; севернее и южнее его фундамент опущен на многие сотни метров. В частности, у Ратновского горста высота его —1200—1400 м.

Породы фундамента Припятского вала перекрыты полесскими и вендскими отложениями, но на Ратновском блоке фундамент залегает непосредственно под верхнемеловыми породами. Резко отличаются мощности верхнепротерозойских образований на различных блоках вала. В Хотиславском блоке мощность полесских отложений 100—200, на других блоках —500—800 м. Мощность волинской серии, представленной туфогенно-эффузивной толщей, в пределах вала 200—300 м, но она частично или полностью размыта на Хотиславском, Ратновском и Хотешовском блоках. Породы валдайской серии мощностью 300—400 м известны лишь западнее Хотиславского блока и между ним и Ратновским блоком. Только здесь развиты кембрийские и силурийские отложения. Силурийские, кембрийские и валдайские образования широко распространены также к югу и северу от Припятского вала. Таким образом, докембрийский разрез на различных блоках представлен с весьма различной полнотой. Наблюдаются значительные изменения мощности докембрийских образований; по западному краю Ратновского блока они достигают 1000—1200 м.

Поверхность докембрийских отложений в пределах вала довольно ровная и слегка повышается к востоку — от —20—30 до 30—40 м. В. М. Шестопалов (1971) пишет о вертикальных смещениях этой поверхности на первые десятки метров. На геоло-

гических профилях вкрест простирания Припятский вал на до-мезозойской поверхности не выражен. Это поверхность даже несколько повышается к югу от вала. В связи с этим необходимо вспомнить о широко известных карстовых формах рельефа в верхнемеловых отложениях (озера, воронки и т. д.) северной части Волынской области. Почти все они находятся в неширокой полосе, примыкающей с юга к Припятскому валу. В современном рельефе площадь Припятского вала не выделяется — это типичная заболоченная полесская равнина, прорезанная очень неглубокими и широкими долинами рек с медленным течением.

Припятский вал протягивается на востоке до долины Стыри, вдоль которой, по геофизическим данным, устанавливается меридиональный разлом. Западнее последнего, на блоке с Кухотская Воля, высота поверхности фундамента — 300—400 м, восточнее — 150—200 м. Полоса поднятых блоков восточнее Стыри расширяется до 40—50 м, и эта ширина сохраняется на протяжении 60 км вплоть до Украинского щита. Таким образом, поднятие здесь теряет линейный характер. Этот почти изометрический отрезок Северо-Украинской зоны принято именовать Дубровицким горстом. В пределах горста высота поверхности фундамента — 200 — +40 м, а вокруг него — не более — 400—500 м. Возрастает она лишь к востоку, т. е. на Украинском щите. Из-за недостаточности фактических данных структура Дубровицкого горста представляется довольно схематически. Однако уже сейчас четко намечается сложное строение горста, распадающегося на блоки, вытянутые в широтном или меридиональном направлении, с различными высотами поверхности фундамента.

Из домезозойских образований на Дубровицком горсте развиты только отложения полесской серии, поверхность которых довольно ровная, но расположена она на 60—80 м выше, чем на Припятском валу. Мощность их изменяется от блока к блоку от 60—70 до 300 м. Кроме верхнемеловых отложений, перекрывающих и Припятский вал, на Дубровицком горсте развиты осадки верхнего эоцена, которых на валу нет.

Современная поверхность Дубровицкого горста — типичная полесская песчаная равнина, во многих местах заболоченная. Характерен необычайный для этого района Полесья крутой склон долины Горыни у г. Дубровицы высотой 15—20 м с выходами верхнеэоценовых отложений. В Дубровице течение Горыни настолько быстрое, что дно усеяно галькой — явление необычное для полесских рек.

Южнее Северо-Украинской зоны, на Воыно-Подольской плите, скважины, расположенные приблизительно на одном меридиане, вскрывают фундамент на различных глубинах. Так, в г. Луцке высота поверхности фундамента — 2200 м, в Гороховце — 3174, между Перемышлянами и Злочевым — 2500—2700, в Бучаче — 1392—1656 м. Значительно изменяется в меридиональном направлении и высота домеловой поверхности. В ши-

ротном направлении ориентированы многие границы геоморфологических районов. Все это дает основание предполагать существование крупных широтных структур Вольно-Подольской плиты, параллельных Северо-Украинской зоне.

Ранее был известен (Хижняков, 1959) Владимир-Волынский разлом. В районе г. Устилуга он имеет широтное направление, а затем поворачивает на северо-восток. На широтном отрезке его контактируют породы кембрия и нижнего карбона, причем последние севернее разлома не распространяются. Опускание южного крыла сброса 2—3 км. Можно считать, что широтный и северо-восточный отрезки относятся к разным разломам, причем последний принадлежит к серии разломов северо-восточного направления, ярко проявившихся в северной части Украинского щита (Суцано-Пержанский и др.). Широтный отрезок находится на продолжении Коростенского разлома щита, хорошо выраженного и на западном склоне его. Между Устилугом и западным склоном прямых данных о разломе нет, но совершенно очевидно, что фундамент севернее его залегает значительно выше, чем южнее. К тому же к зоне разлома приурочена четко выраженная широтная граница Волынской возвышенности и низменного Полесья (Гойжевский, 1970).

В пределы Вольно-Подольской плиты продолжается и Волынский разлом (Гойжевский, 1965). На пересечении его с Пелчанско-Устечковским разломом находятся Пелчанские дислокации. Он ограничивает на севере Мизочский кряж и является границей Волынской возвышенности с так называемым Малым Полесьем.

На продолжении Андрушевской зоны активизации щита прослеживаются обрывы Кременецких «гор», тектоническая природа которых отмечалась неоднократно. И. Г. Череванев (1973) считает, что в зоне обрыва амплитуда тектонических движений за послесеноманское время составила 100 м.

На продолжение в пределы Вольно-Подольской плиты Винницкой зоны активизации могут указывать четкая выраженность ее на стыке западного и юго-западного склонов щита и наличие локального покрова вендских базальтов в районе Городка. Западнее можно его предполагать в районе Бучача, где также выявлены локальные покровы базальтов.

Таким образом, на Вольно-Подольской плите устанавливается серия крупных меридиональных и широтных разломов, причем последние являются продолжением разломов Украинского щита. Некоторые из них входят в состав зон активизации, аналогичных таковым для Украинского щита. Несомненная принадлежность к ним Припятского вала и Дубровицкого горста, входящих в состав Северо-Украинской зоны. Пока что условно к зонам активизации можно отнести зоны Андрушевского и Винницкого разломов. Несомненно, зонами активизации являются зоны Ровенского и Пелчанско-Устечковского разломов, а также

разлом, намечающийся западнее г. Горохова. Активизация проявилась в зоне сочленения Вольно-Подольской плиты с Предкарпатским прогибом, где происходит быстрое ступенчатое погружение фундамента и осадочных толщ по серии сближенных разломов северо-западного простирания.

Магматические породы Вольно-Подольской плиты представлены в основном широко распространенными базальтами вендской и вольнской серий. Вендские базальты, за исключением покровов в районах Бучача и Городка, почти не развиты восточнее Ровенской и южнее Андрушевской зон активизации. Это свидетельствует о роли описываемых зон в обособлении площади, на которой вендская траповая формация имеет сплошное распространение. А. Е. Бирюлев (1968) в составе формации выделяет гороховскую, бабинскую и ратненскую подсвиты. На юге все они прослеживаются до Андрушевской зоны. Гороховская свита на востоке развита только до Пелчанско-Устечковской зоны, а бабинская и ратненская — до Ровенской. Не распространяется гороховская свита и севернее Припятского вала. Это указывает на постепенное расширение площади вулканической деятельности в результате вовлечения в нее новых блоков. Так, после накопления гороховской подсвиты в область вулканической деятельности вошли площади, ограниченные Андрушевской, Ровенской, Северо-Украинской и Пелчанско-Устечковской зонами, а также восточная часть Припятского вала и районы, расположенные севернее его.

В составе траповой формации выделяются интрузивные залежи габбро-диабазов. Они сосредоточены в основном в Северо-Украинской зоне, отчасти на северном отрезке Ровенской зоны (Бирюлев, 1968). Кроме того, они вскрыты скважиной в г. Горохове. Таким образом, габбро-диабазы пока что известны только в зонах активизации.

Для Вольно-Подольской плиты опубликовано более 50 определений возраста пород фундамента и магматических пород венда («Геохронология докембрия», 1965; «Платформенные структуры», 1972; и др.). Они позволяют выделить следующие периоды магматической деятельности и омоложения горных пород:

I. Ранний рифей. Збаныковское время. В Горохове биотит-амфиболитовый сланец имеет возраст 1400 млн. лет, в Хмельницком гранит — 1300, во Владимире — пегматитовый гранит 1310 и гранит в Дубровице — 1440 млн. лет.

II. Средний рифей. Толкачевское время. Возраст диабаз и габбро-диабаз из Дубровицы 1120 и 1175 млн. лет, биотит-амфиболового гнейса района Ратно — 1200 и гранита Бучача — 1180 млн. лет.

Следовательно, в збаныковское и толкачевское время доверхнепротерозойские породы омолаживались в Северо-Украинской, Пелчанско-Устечковской и Гороховской зонах активизации.

ции. Кроме того, на Дубровицком горсте происходит становление тел диабазов и габбро-диабазов.

III. Поздний рифей. Каменское время. К этому времени относятся омоложение гранита в районе Ратно (1050 млн. лет) и образование габбро-диабазы Хотешева (900 млн. лет), что свидетельствует о продолжающейся магматической активизации в Северо-Украинской зоне.

IV. Венд. а) Ранний венд. Гороховское время. Габбро-диабазы г. Горохова (710 млн. лет) и Гуты Степанской (660 млн. лет) и базальт с. Конабеля (690 млн. лет).

б) Поздний венд. Волинское время. Базальты Припятского вала (550—600 млн. лет) и Ровенской зоны (560—610 млн. лет). Габбро-диабазы Припятского вала (550—605 млн. лет).

V. Поздний кембрий — ордовик. Омоложение вендских магматических пород в Северо-Украинской и Ровенской зонах. В некоторых случаях возраст базальтов Яновой Долины и Черторийска 510—550 и Ратновского горста 480—500 млн. лет, а габбро-диабазы района Дубровицы — 500 млн. лет. По-видимому, это омоложение можно синхронизовать с эффузивами бассейна Соби.

VI. Силур. Прослой туффигов в известняках малиновецкого и скальского горизонтов (верхи нижнего и низы верхнего силура) описаны в книге «Рифейский вулканизм и металлогенность западной части Украинского щита» (1968). Встречены в разных местах Припятского вала и вблизи него, в районах Бучача, Гусятина и Хмельницкого. По составу туффиты близки к диабазам. Возможно, не имеют прямого отношения к Волыно-Подольской плите, а являются продуктами вулканизма соседней геосинклинальной области.

VII. Девон. Восточнее г. Ратно в нескольких случаях возраст базальтов 360—400 млн. лет (омоложение).

VIII. Карбон. Два определения возраста вендских базальтов района Ратно дали цифры 310 и 340 млн. лет. Эти данные должны свидетельствовать о процессах омоложения на Припятском валу в девоне и карбоне.

IX. Триас. Для Припятского вала и Ровенской зоны описаны явления окварцевания базальтов («Рифейский вулканизм» ..., 1968). В одном случае гидротермальный кварц выполняет открытые трещины в базальтах, в другом — сопровождает зоны смятия в долерито-базальтах Берестовца и Яновой Долины. Кварцевые прожилки мощностью 2—3 см представлены аметистом. Они располагаются в тектонической зоне мощностью 0,5 м и протяженностью 15 м и более. Базальты на участках окварцевания имеют возраст в районах Ратно и Любашева — 200, в Горохове 180—220 млн. лет.

Таким образом, для Волыно-Подольской плиты выделяются следующие зоны тектоно-магматической активизации: меридиональные — Ровенская, Пелчанско-Устечковская и Гороховская;

широтные — Северо-Украинская, Андрушевская и Винницкая и северо-западная — Предкарпатская. Строение этих зон, кроме Северо-Украинской и Предкарпатской, почти не изучено. С зонами связано омоложение пород фундамента, происходившее в збраньковское и толкачевское время, и магматические, преимущественно эффузивные и исключительно основные породы верхнего рифея и венда. Широко были развиты также процессы омоложения последних в ордовике, карбоне и триасе.

Б. Я. Воловник и Б. И. Власов (1973) выявили на территории Волыно-Подоллии пять крупных очаговых зон и десять вулканических аппаратов центрального типа. Среди них Ратно-Хотешовская очаговая зона прослежена на площади не менее 600 км². Зона с севера и юга ограничена широтными разломами, с запада и востока — меридиональными и северо-восточными. В зоне установлены Конобельский, Борский, Хотешовский и Ратновский вулканические аппараты, которые располагаются в узлах пересечения разнонаправленных тектонических нарушений. Стратовулканические постройки первых трех аппаратов сложены базальтовыми покровами и пирокластическими образованиями; экструзивные купола, полностью разрушенные, представлены фельзитами, кварцевыми порфирами, дацитами. Миндалекаменные эффузивы некковой части слагают Ратновскую постройку. В Ровенской очаговой зоне, в меридиональном глубинном разломе выделяются Рафаловская и Гараймовская вулканические постройки с обилием шлаков, агломератов и лав.

Слабая изученность зон активизации Волыно-Подольской плиты вынуждает нас ограничиться изложенными выше фактами и соображениями, которые, однако, с совершенной определенностью свидетельствуют о существовании длительно развивавшихся зон тектоно-магматической активизации и позволяют определить в общих чертах их положение. Хуже обстоит дело со сведениями о рудоносности зон активизации. Кое-что известно о меденосности базальтов в Северо-Украинской и Ровенской зонах, отмечены процессы пропилитизации, цеолитизации, карбонатизации и окварцевания базальтов, наличие в них, кроме самородной меди и халькозина, в незначительных количествах галенита, сфалерита и пирита. Эти отрывочные данные не дают пока возможности прогнозировать рудные полезные ископаемые, связанные с зонами активизации. Однако весьма вероятно перспективность выявления месторождений меди, свинца, цинка, а возможно, и других металлов. В литературе («Рифейский вулканизм» ..., 1968; и др.) рассматривается вопрос возможности выявления на Волыно-Подоллии алмазонасных трубок взрыва. По-видимому, наиболее вероятно нахождение их в зонах активизации и особенно в местах пересечения зон.

ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН И ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА (ДОНО-ДНЕПРОВСКИЙ ПРОГИБ)

Донецкий бассейн и Доно-Днепровский прогиб давно привлекают внимание геологов своеобразием своего положения относительно Восточно-Европейской платформы и примыкающих к ней структур Предкавказья и особенностями геологического строения и истории развития. Проблема происхождения Донецкого бассейна обсуждалась начиная с конца прошлого столетия такими крупнейшими тектонистами, как А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев, Н. С. Шатский, и многими другими и тем не менее не решена однозначно до настоящего времени. Основные разногласия о природе Донецкого бассейна как геоструктуры относятся к взаимоотношению его со Средиземноморским геосинклинальным поясом и стабильной Восточно-Европейской платформой и как следствие этого — вопросу о том, какой структурой является Донецкий бассейн — геосинклинальной или платформенной. Наличие на разных этапах развития признаков, свойственных тем и другим структурам и наряду с этим особенностей строения, присущих только бассейну и отличающих его от геосинклинальных и платформенных структур, привело одного из лучших знатоков тектоники Донецкого бассейна — В. С. Попова к выводу о том, что Донецкий бассейн и Доно-Днепровский прогиб в целом имеет полное право на выделение в качестве самостоятельной геоструктурной единицы (Попов, 1963).

Впервые Донецкий бассейн упоминается в качестве примера активизированной области особого типа китайским геологом Чень-Го-да (1965), назвавшем такие структуры структурами дива, что означает депрессию или впадину (Геологический словарь, т. I, 1973). Чень-Го-да считает, что области дива являются структурами земной коры, равнозначными геосинклиналям и платформам и что они возникли в результате контрастных тектонических движений, приводящих к образованию сводовых поднятий и разделяющих эти поднятия впадин (дива). Он относит Донецкий бассейн и подобные ему структуры к аркогенно-разрывному типу областей дива, для которого характерны, по его мнению, крупные приразломные впадины, большая мощность отложений, хорошо выраженная складчатость и почти полное отсутствие проявлений магматической деятельности.

Соответствие Донецкого бассейна по ряду признаков структурам, выделяемым А. Д. Щегловым (1968) в качестве областей автономной активизации, мы уже отмечали (Скаржинский, 1973). Такими признаками являются заложение прогиба Донбасса на платформенной стадии развития континентальной коры после длительного господства платформенного тектонического режима, независимость от древних структур фундамента, определяющая роль разрывных нарушений в формировании структурных элементов, проявление основных щелочных магм и трещинный, субвулканический характер магматической деятельности, специфические особенности глубинного строения и металлогении. Вместе с тем мы отрицаем автономность процессов активизации в области Донецкого бассейна, по времени совпадающих с этапами активизации тектонического режима как Восточно-Европейской платформы, так и обрамляющих ее структур, в частности Средиземноморской геосинклинали. Б. С. Панов (1974) считает, что Донецкий бассейн обладает геолого-геофизическими особенностями, характерными для областей автономной активизации А. Д. Щеглова (1968). Не приводя доказательств ее автономности, Панов выделяет этапы и стадии активизации, и в их числе пермо-триасовый этап, который, как известно, в истории развития Донецкого бассейна характеризуется инверсией тектонического режима и формированием складчатой структуры, т. е. признаками орогенного этапа геосинклинального цикла. Этот этап он называет орогенным этапом активизации, отрицая по существу сходство Донецкого бассейна с геосинклинальными структурами. Кроме пермо-триасового, Б. С. Панов выделяет в Донецком бассейне средне-позднедевонский и мезо-кайнозойский этапы активизации.

Этим ограничиваются попытки сопоставления территории Доно-Днепровского прогиба с областями активизации (рис. 2).

О времени заложения Доно-Днепровского прогиба, включающего Днепровско-Донецкую впадину, переходную зону и складчатую структуру Донецкого бассейна, существует две точки зрения специалистов — геологов и геофизиков.

Согласно первой из них, заложение Доно-Днепровского прогиба (Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса) произошло в рифее (Карпинский, 1919; Лунгерсгаузен, 1939; Бондарчук, 1956; Эйно́р, 1956; и др.). Сторонники второй точки зрения считают, что региональные разломы северо-западного простирания, вдоль которых опустился фундамент и образовалась впадина, были заложены в девоне (Архангельский, 1938; Соболев, 1939; Ротай, 1941; Шарапов, 1954; Усенко, 1954; Клименко, 1958; Попов, 1963; и др.). По мнению Н. С. Шатского (1937), Днепровско-Донецкая впадина могла возникнуть к концу каледонского цикла.

Активизация тектонического режима на юге Восточно-Европейской платформы в области Доно-Днепровского прогиба в

среднем — позднем девоне не вызывает сомнения. Об этом свидетельствует формирование девонских комплексов магматических пород — производных подкоровых магматических очагов в зоне глубинных разломов, ограничивающих центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины и складчатую структуру Донецкого бассейна с севера и юга. В зоне сочленения Донецкого

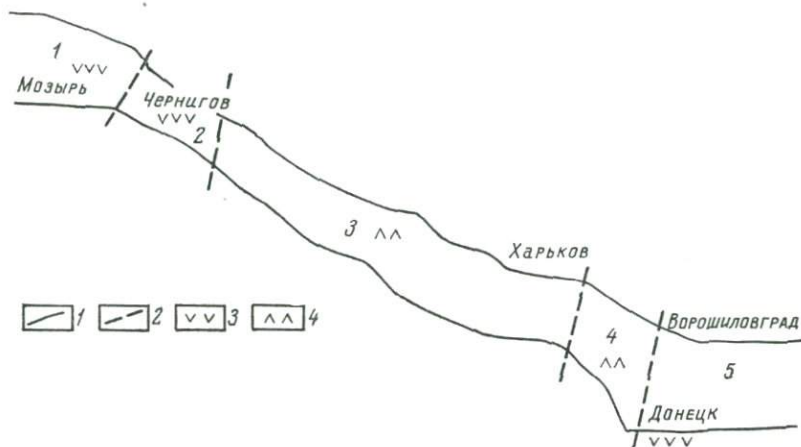


Рис. 2. Схематический контур грабена Доно-Днепровского прогиба по разломам девонского этапа тектоно-магматической активизации:

1 — глубинные разломы, ограничивающие грабен прогиба; 2 — условные границы регионов прогиба: 1 — Припятская впадина, 2 — Черниговский район, 3 — Днепровско-Донецкая впадина, (центральная часть), 4 — зона перехода от Днепровско-Донецкой впадины к Донецкому бассейну (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины); 5 — Донецкий бассейн; 3 — магматические породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации; 4 — магматические породы трапповой формации.

бассейна с Приазовским массивом установлены блоковые структуры, возникшие в результате перемещений по разрывным нарушениям в позднем девоне и на рубеже девона и карбона.

Представления о заложении Доно-Днепровского прогиба в рифе (или раннем палеозое?), с нашей точки зрения, также достаточно обоснованы. В пользу этих представлений косвенно свидетельствует то общеизвестное обстоятельство, что поздний докембрий (рифей) был важнейшим рубежом в истории Восточно-Европейской платформы, с которого началось формирование верхнего этажа этой обширной структуры земной коры. В рифее кристаллический фундамент платформы в результате возникновения (и, вероятно, оживления более древних) региональных разломов глубинного заложения был расчленен с образованием впадин и поднятий.

В рифее вдоль региональных разломов были заложены характерные грабенообразные структуры платформы, названные Н. С. Шатским (1955) авлакогенами. Тектоническая активность этой эпохи сопровождалась интенсивной магматической деятель-

ностью, в результате которой образовались породы трапповой формации Вольни, Подоли, Белоруссии, эффузивные породы Крестцовского прогиба. На территории Приазовского массива в северной его части, т. е. в области рамы складчатой структуры Донбасса, в зонах преимущественно северо-западного простирания сосредоточены дайки долеритов и кварцевых порфиров возрастом 1100—1200 млн. лет и андезитов возрастом 550—570 млн. лет (Усенко, Бернадская, Котловская, 1958). На южном склоне Воронежского массива, в кристаллическом фундаменте, перекрытом каменноугольными и более молодыми отложениями, буровыми работами обнаружена порода аплитоидного состава, возраст которой, определенный калий-аргоновым методом, оказался равным 900 млн. лет (Машир, Скаржинский, 1968). Эти факты указывают на то, что в пределах рамы герцинской складчатой структуры Донецкого бассейна отмечались довольно интенсивные проявления позднедокембрийской тектоно-магматической активизации.

Весьма интересные материалы о глубинном строении Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины получены в результате геофизических исследований (Соллогуб, 1967, 1969; Чекунов, 1968, 1972; Левенштейн, Павленкова, Баранова, 1971; Бородулин, 1974; и др.). По данным глубинного сейсмического зондирования, в Донецком бассейне на кристаллическом фундаменте, представленном «гранитным» слоем земной коры, залегает мощная толща, в которой сейсмические волны распространяются с различными скоростями, промежуточными между таковыми в породах фундамента и в породах вышележащей палеозойской толщи. Максимальную мощность (до 10 км) эта толща имеет в южной части бассейна, где, по данным А. З. Широкова (1963) и других геологов, произошло максимальное прогибание ложа бассейна и в каменноугольное время. Отметим, что в широтной зоне юга Донецкого бассейна сосредоточено большинство известных магматических пород. Аналогичные по волновой характеристике образования в основании осадочной толщи в настоящее время выделяются и в зоне, переходной между складчатым Донбассом и Днепровско-Донецкой впадиной, и в самой Днепровско-Донецкой впадине, в осевой ее части (Левенштейн, Павленкова, Баранова, 1971; Бородулин, 1974).

Таким образом, есть достаточно веские основания полагать, что на территории современного Доно-Днепровского прогиба в рифее образовалась ограниченная субширотными разломами грабенообразная впадина (или система кулисообразно расположенных впадин), заполненная осадочными или вулканогенно-осадочными породами. Ограничивающие впадину разломы, возможно, были заложены значительно раньше рифейской эпохи, но их секущее положение относительно архейских и протерозойских структур фундамента Восточно-Европейской платформы не вызывает сомнений. В связи с большой глубиной залегания

предположительно рифейских образований проявления оруденения этого возраста в Доно-Днепровском прогибе не установлены.

История геологического развития этого региона в раннем палеозое (до среднего девона) из-за отсутствия геологических образований этого возраста не ясна. По-видимому, в это время на площади современного Доно-Днепровского прогиба в существенных масштабах не происходили процессы накопления осадков.

Начало следующего этапа интенсивной тектоно-магматической активизации юга Восточно-Европейской платформы в области современного Доно-Днепровского прогиба относится к среднему девону. В это время, очевидно, активизировались субширотные и запад — северо-западные разломы и образовался единый грабен общей запад — северо-западной ориентировки — сложная структура, протягивающаяся, по представлениям некоторых исследователей (Успенская и др., 1962; Гавриш, 1969; и др.), к востоку через Мангышлак до Гиссарского хребта. В Доно-Днепровском прогибе этот грабен в среднем и позднем девоне стал областью накопления терригенных и соленосных осадков значительной мощности, установленных на юге Донбасса (Волновахская тектоническая зона, или зона сочленения Донбасса и Приазовского массива), в Бахмутской котловине и в наиболее погруженной осевой части Днепровско-Донецкой впадины, в Центральном грабене.

Отложения среднего и верхнего девона Доно-Днепровского прогиба представлены двумя формациями («Проблемы металлогении Украины», 1964). Породы первой — терригенно-галогенной формации на юге Донбасса залегают на размывтой поверхности кристаллических образований докембрия и представлены песчаниками, гравелитами, аргиллитами и известняками эйфельского и живетского ярусов. В Днепровско-Донецкой впадине и Бахмутской котловине эта формация представлена аргиллитами, солью, гипсом и ангидритом, переслаивающимися с мергелями, известняками и песчано-глинистыми породами. Вторая формация — терригенно-вулканогенная, к которой на юге Донбасса относятся известняковая брекчия, вулканические породы живетского яруса и конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты и туфы франского и фаменского ярусов, а в Днепровско-Донецкой впадине и Бахмутской котловине — вулканические породы, доломиты, известняки, аргиллиты и песчаники.

Тектонические движения этого этапа активизации юга Восточно-Европейской платформы в области Доно-Днепровского прогиба сопровождались интенсивной магматической деятельностью. На юге Донбасса в пограничной с Приазовским массивом Волновахской тектонической зоне к среднему девону относится внедрение щелочно-ультраосновной магмы и формирование приазовского интрузивного комплекса щелочно-ультраосновных

и габброидных пород (Бутурлинов, Зарицкий, Стрёмовский, 1968; Гоньшакова и др., 1968). Последний представлен штоками и дайками щелочно-ультраосновных и габброидных пород, непосредственно связанными с разломными структурами и расположенными в узлах пересечения субширотных и субмеридиональных нарушений в зоне Южно-Донбасского глубинного разлома. Характерной особенностью одного из наиболее детально изученного Покрово-Киреевского массива является его концентрическое в плане строение. По данным Н. В. Бутурлинова, периферическая зона массива сложена пироксенитами, среди которых выделяются участки обогащенных титаномагнетитовых рудных пироксенитов, верлитов и оливинитов в эруптивных брекчиях у контактов массива. Центральная часть массива состоит из плагиоклазовых пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро, лейкократовых габбро, между которыми наблюдаются взаимопереходы. В заключительную фазу становления приазовского комплекса внедрились дайки слюдяных пикритов, лимбургитов, авгититов, одинитов, камптонитов, габбро-порфиритов и плагиоклазитов. Оливиновые породы в эруптивных брекчиях интенсивно карбонатизированы.

Возраст пород приазовского комплекса определяется тем, что они перекрываются стратифицированными вулканогенными образованиями среднего — верхнего девона, а также калий-аргоновым методом (380—390 млн. лет, по В. И. Гоньшаковой и др., 1968). Состав пород комплекса и вариационные линии по методу А. Н. Заварицкого свидетельствуют об общем повышенном содержании щелочей (особенно Na) и возрастании их роли от более ранних к более поздним дифференциатам.

Следующим магматическим комплексом этапа девонской тектоно-магматической активизации является волновахско-еланчикский эффузивный. Породы этого комплекса распространены в Волновахской тектонической зоне, ограничивающей складчатую структуру бассейна с юга, и детально охарактеризованы в работах Г. А. Макухиной (1961), Н. В. Бутурлинова (1963), И. С. Усенко (1954, 1958), В. И. Гоньшаковой и др. (1968). Породы комплекса занимают определенное стратиграфическое положение в верхней части живецких и нижней — франских отложений девона (Айзенберг, Коноплина, Лагутин, 1962). Мощность эффузивных образований волновахско-еланчикского комплекса достигает 600 м. Они характеризуются сменой состава пород снизу вверх (во времени) от меланократовых (лимбургитов, авгититов, щелочно-оливиновых базальтов) к существенно полевошпатовым (трахибазальтам, трахитам, ортофирам), вплоть до кварцевых порфиров в верхней части толщи. Значительную часть эффузивной толщи слагают агломератовые лавы, лавобрекчии, туфобрекчии и туфы.

Третьим магматическим комплексом этапа девонской тектоно-магматической активизации в области Донецкого бассейна

является покрово-киреевский щелочной, детально изученный в сложной Покрово-Киреевской структуре, возникшей в результате пересечения разломов субширотной (Южно-Донбасская зона) и субмеридиональной (Грузско-Еланчикский грабен) ориентировки. Породы комплекса прорывают толщу эффузивов среднего — верхнего девона (волновахско-еланчикский комплекс) и находятся в виде обломков в базальных слоях нижнего карбона (Зарицкий и др., 1966). Возраст их, определенный калий-аргоновым методом, равен 300—330 млн. лет (Семененко, Царовский, 1959; Гоньшакова и др., 1968). Покрово-киреевский щелочной комплекс представлен небольшими штокообразными телами малиньитов, нефелиновых сиенитов и многочисленными дайками тингуаитов, сельсбергитов, микросиенитов, фонолитовидных тефритов.

Пространственная и петрохимическая связь девонских магматических комплексов юга Донецкого бассейна явилась основанием для объединения их в единую щелочно-ультраосновную — щелочно-базальтоидную формацию, близкую к известной маймеча-котуйской формации северо-запада Сибирской платформы (Гоньшакова и др., 1968; Бутурлинов, Скаржинский, 1970).

В породах приазовского комплекса установлено железо-титановое оруденение. Пироксениты на отдельных участках содержат до 25—30% титаномагнетита, переходя в рудные пироксениты — косъвиты. Наличие в составе комплекса интенсивно карбонатизированных пород, близких к карбонатитам, указывает на вероятность обнаружения редкоземельного и редкометалльного оруденения. С эффузивами волновахско-еланчикского комплекса пространственно и, вероятно, генетически связана прожилковая карбонатно-халькопиритовая минерализация, а с щелочным покрово-киреевским комплексом — повышенные концентрации редких элементов. Таким образом, есть основание полагать, что на юге Донбасса процесс девонской тектоно-магматической активизации сопровождался формированием железо-титано-редкоземельного рудного комплекса.

В последние годы в связи с поисками залежей нефти и газа в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины получены новые данные о магматических породах этой структуры, в частности ее северо-западной части (Черниговский район). По данным З. А. Ляшкевич (1974), магматические образования северо-западной части впадины представлены мощными толщами эффузивно-пирокластических пород, из которых нижняя относится к франскому, а верхняя — к фаменскому ярусам девона. Суммарная мощность их достигает 2400 м. В нижней толще развиты кластолавы, в которых обломки состоят из щелочных анальцимовых и оливиновых базальтов, соггендалитов (преобладают), а цемент — из базальта, по составу близкого к обломкам. В верхней толще содержится больше продуктов дифферен-

циации базальтовой магмы — трахитов, ортофиоров, кварцевых порфиоров. Широко распространены туфы, переслаивающиеся с лавами. Характерны явления вторичных изменений — пропилитизация, лиственитизация, окварцевание, обычно сопровождающееся обильным пиритом.

По данным В. П. Корзуна, в девоне Припятской впадины установлены типичные щелочные ультраосновные породы, по составу близкие к породам покрово-киреевского щелочного комплекса юга Донбасса.

Существенно отличаются от описанных выше базальтоидных пород юга Донбасса, северо-западной части Днепровско-Донецкой и Припятской впадин базальты, широко распространенные в виде обломков в брекчиях солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины и Бахмутской котловины. Эти породы, поднятые к поверхности в результате образования соляных диапиров, представлены продуктами кристаллизации недифференцированной щелочноземельной базальтовой магмы, относящимися к трапповой формации (Бернадская, 1961). Данных о рудоносности девонских магматических образований Днепровско-Донецкой и Припятской впадин нет. Можно лишь указать на вероятность образования оруденения в связи с отмеченными проявлениями вторичных постмагматических процессов — пропилитизации, лиственитизации, окварцевания, щелочного метасоматоза.

Таким образом, магматическая деятельность в Доно-Днепровском прогибе в девоне различалась в зависимости от места проявления. В субширотной зоне глубинного Южно-Донецкого разлома, в северо-западной части Днепровско-Донецкой и в Припятской впадинах комплексы магматических пород характеризуются повышенной щелочностью и развитием дифференцированных производных щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтоидной магмы, по существующим представлениям, связанных с магматическим очагом, возникшим на больших глубинах в верхней мантии. В Днепровско-Донецкой впадине и Бахмутской котловине девонские диабазы трапповой формации, очевидно, образовались в результате подъема базальтовой магмы по глубинным разломам северо-западного направления, ограничивающим центральный грабен впадины. По мнению некоторых исследователей (Кузнецов, 1964; Грин, Рингвуд, 1968; и др.) толеит-базальтовая магма, производными которой явились диабазы трапповой формации Днепровско-Донецкой впадины, образовалась на меньшей, чем щелочно-базальтовая, глубине, а незначительная дифференцированность и однообразие состава пород (Бернадская, 1961) свидетельствуют о сравнительно быстром подъеме ее и отсутствии промежуточных очагов.

Таким образом, в этап девонской тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы в области Доно-Днепровского прогиба возникли (или, возможно, оживились)

глубинные разломы субширотной и северо-западной ориентировки и связанная с этим магматическая деятельность. При этом в Припятской впадине, Черниговском районе Днепровско-Донецкой впадины и на юге Донбасса образовались дифференцированные комплексы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации, а в Бахмутской котловине и юго-вос-

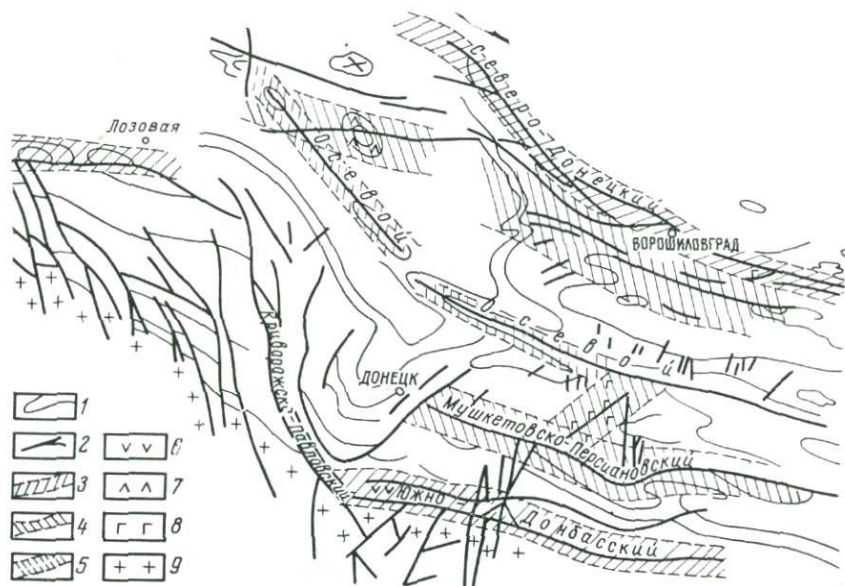


Рис. 3. Схема размещения зон тектоно-магматической активизации Донецкого бассейна:

1 — границы ярусов карбона; 2 — аажнейшие разрывные структуры; 3 — зоны девонской тектоно-магматической активизации юга Восточно-Европейской платформы, ограничивающие грабен Доно-Днепровского прогиба; 4 — зоны мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации Донецкого бассейна установленные; 5 — то же, предполагаемые; 6 — девонские магматические породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации; 7 — девонские магматические породы трапповой формации; 8 — мезозойские и кайнозойские базальтоидные породы (лампрофиры, базальты); 9 — кристаллические породы Украинского щита.

точной части Днепровско-Донецкой впадины — трапповой. Объяснить это различие пока невозможно. Обращает на себя внимание тот факт, что явный щелочной характер имеют девонские комплексы на широтных отрезках грабена Доно-Днепровского прогиба, охватывающих Припятскую впадину и примыкающих к ней Черниговский район (северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины) и Донецкий бассейн (рис. 3). Можно допустить, что именно на этих, широтных, отрезках грабена разломы имели более глубинное заложение и были более активными в девоне, отражая тектонический режим с периодическим растяжением и сжатием структуры и как следствие возникновением промежуточных магматических очагов,

благоприятных для дифференциации магмы. Тектонический режим разломов на северо-западных отрезках грабена в девоне, вероятно, был иным — более простым, с однократным растяжением, что привело к образованию пород слабо дифференцированной трапповой формации.

Отметим, что если это допущение справедливо и отражает действительную закономерность, то щелочно-базальтоидные породы девона должны быть развиты в восточной части Днепровско-Донецкой впадины, в районе Харькова и к югу от него, где центральный грабен прогиба также имеет субширотную ориентировку. Очевидно, с разной глубиной магматического очага, длительностью его формирования, составом магмы и условиями подъема и кристаллизации пород связано различие в геохимической специализации пород девонских магматических комплексов Доно-Днепровского прогиба — обогащение их титаном, щелочными металлами, ртутью, фтором, редкими элементами в Донбассе и близким к кларковым содержанием малых элементов в Днепровско-Донецкой впадине.

Как следует из сказанного, различие в структурных особенностях и характере магматизма между Донецким бассейном и примыкающей к нему юго-восточной частью Днепровско-Донецкой впадины наметилось в самый начальный этап формирования этих структур, хотя и объединенных в общий региональный Доно-Днепровский прогиб. Возможно, что оно предопределилось еще в рифее, когда произошла тектоно-магматическая активизация Восточно-Европейской платформы, и затем сказывалось на всем протяжении развития Доно-Днепровского прогиба.

В области Донецкого бассейна после бретонской фазы герцинского цикла произошло длительное интенсивное опускание с накоплением уникальной по мощности толщи палеозойских осадков песчано-глинистого состава, в карбоне — угленосных. В Днепровско-Донецкой впадине мощность отложений палеозоя значительно меньше, угленосность карбона — тоже. Различие в истории развития этих структур проявилось и в орогенный этап, к концу герцинского цикла. В Донецком бассейне на этом этапе произошла инверсия тектонического режима, образовалась система протяженных линейных складок, осложненных мелкой складчатостью и разрывными нарушениями от крупных региональных надвигов и сбросов до относительно мелких разрывов. В Днепровско-Донецкой впадине возникли валлообразные и локальные поднятия. Магматизм орогенного этапа в Донбассе выразился в образовании раннеорогенного южно-донбасского комплекса ($P_1 - P_2$, заальская фаза), представленного трахидолеритами, шонкинитами, монзонит-порфирами, керсантитами, трахилипаритами, и позднеорогенного андезит-трахиандезитового комплекса ($P_2 - T_1$, пфальцская фаза герцинского цикла), сложенного андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, трахиандезитами, трахидацитами и дацитами.

В фальцскую фазу герцинского цикла завершилось формирование консолидированной складчатой структуры Донбасса, область которого с этого времени характеризовалась режимом молодой платформы с постоянной тенденцией к воздыманию и кратковременными этапами активизации движений. Более мобильными были окраины Донбасса, где происходили и отрицательные движения в мезозое и кайнозое (Попов, 1963).

В отличие от Донецкого бассейна Днепровско-Донецкая впадина после кратковременного и сравнительно незначительного поднятия в конце палеозоя вновь приобрела тенденцию к опусканию с накоплением толщи мезо-кайнозойских осадков. Промежуточный режим установился в области перехода от приподнятой складчатой структуры Донецкого бассейна к Днепровско-Донецкой впадине.

Таким образом, в результате девонской тектоно-магматической активизации южной части Восточно-Европейской платформы в области современного Доно-Днепровского прогиба образовался сложный по конфигурации грабен типа рифтовых структур (Гавриш, 1968). На протяжении палеозоя этот грабен развивался в режиме, близком к геосинклинальному в Донецком бассейне и субплатформенному в Днепровско-Донецкой впадине.

Первый этап тектоно-магматической активизации в послескладчатый, платформенный, период геологической истории Донецкого бассейна относится к средней юре. В это время произошли движения, связанные с «донецкими фазами» С. Бубнова, выразившиеся в несогласиях внутри толщи юрских отложений на северо-западной окраине Донбасса и в Бахмутской котловине, где в это время были заложены и некоторые поднятия (Попов, 1963). В центральной приподнятой части складчатой структуры Донбасса, где юрских отложений нет, киммерийская активизация привела к образованию (или обновлению) разломов, в частности субмеридиональных, и проявлениям магматической деятельности — формированию миусского комплекса лампрофиров, возраст которых, по данным В. И. Гоньшаковой, равен 160 млн. лет. Последний распространен в южной части бассейна Миуса. Многочисленные выходы пород этого комплекса давно известны по долине р. Крынки и ее притокам. В последние годы, по данным геофизических исследований, подтвержденных горными работами (Кармазин, 1969), многочисленные дайки лампрофиров установлены в северо-восточной зоне разрывных нарушений вдоль Саур-Могильского глубинного разлома от Амвросиевского купола до западной части Нагольного кряжа, где они были известны ранее в районе с. Новопавловки в пределах Главной антиклинали.

Лампрофиры миусского комплекса, впервые описанные И. А. Морозевичем в 1903 г., представлены дайками мончикитов, камптонитов, одинитов протяжением до 80 м и мощностью

до 10—12 м, простирающихся обычно в северо-восточном направлении и круто падающих к северо-западу. По балке Соленой в бассейне Крынки одна из обнаруженных даек мончикита содержит ксенолиты пород кристаллического фундамента — гранитов, пегматитов, аплитов размером до 30 см. По мнению В. И. Гоньшаковой, эта дайка выше, в эродированной части, вероятно, переходила в трубку взрыва. Как известно, большинство специалистов считает, что лампрофиры группы мончикитов и камптонитов генетически связаны с щелочными базальтоидами (Соболев, 1952; Заварицкий, 1955; Гапеева, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961; и др.), подкоровое мантийное происхождение которых не вызывает сомнения.

Явные следы магматической активности юрского времени в виде вулканогенных образований (Усенко, Ямниченко, 1958) обнаружены также в зоне, переходной от складчатой структуры Донецкого бассейна к Днепровско-Донецкой впадине. Анализ результатов изучения вулканогенных пород, наличие туфобрекчий и туфокогломератов в батских отложениях этого района позволили И. М. Стародубцевой высказать предположение о том, что очаги вулканической деятельности могли находиться как на северо-западных окраинах, так и в «открытом» складчатом Донбассе (Гавриш, 1969).

Второй этап тектоно-магматической активизации платформенного периода истории геологического развития Доно-Днепровского прогиба относится к ларамийской фазе альпийского цикла на рубеже мела и палеогена. Ларамийские движения четко выражены на окраинах бассейна, где сохранились от размыва меловые отложения, и в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах. На севере Донбасса меловые породы смяты в складки, главным образом унаследованные, с углами падения слоев до 60—80°, а амплитуда ларамийских движений в крупных разрывных нарушениях достигает 200—300 м. На востоке, юге и западе бассейна образовались более пологие меловые складки, но амплитуды ларамийских нарушений на юге также достигают 300 м. В Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах ларамийская фаза имела решающее значение при формировании северо-восточных и субмеридиональных структур (Попов, 1963).

Альпийские движения меньшей интенсивности произошли также после олигоцена (савская фаза). Эти движения обусловили образование на окраинах бассейна небольших, обычно пологих складок в отложениях палеогена и разрывных нарушений с амплитудой до 50 м. Как отмечает В. С. Попов (1963), эти структуры обычно унаследованы по отношению к более ранним ларамийским структурам.

Сведения о магматической деятельности альпийского этапа активизации ограничены находкой в северной части бассейна (Краснодонский район) базальтоидной породы, по-видимому, в

форме дайки, залегающей в зоне тектонического нарушения на глубине около 800 м. Возраст ее, по данным калий-аргонового метода, 80 млн. лет (Жулид и др., 1967).

В Днепровско-Донецкой впадине мезо-кайнозойская активизация выражена менее четко в связи, очевидно, с господством движений отрицательного знака. Она фиксируется главным образом в истории формирования солянокупольных структур, особенно четко в образовании локальных депрессий на солянокупольных структурах, детально изученных в Бахмутской котловине (села Новодмитриевка, Бантышево и др.). На этих структурах сформировались депрессии, ограниченные разрывными нарушениями, заполненные угленосными отложениями неогена мощностью до 1000 м, залегающими на надсолевой диапировой брекчии (Попов, 1963; Левенштейн, Соколов, 1963).

Для характеристики оруденения, связанного с этапами мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, данных до настоящего времени недостаточно. Следует отметить, что сомнения относительно герцинского возраста сурьмяно-ртутного оруденения Никитовки в пользу более молодого высказывались уже давно (Захаров, Королев, 1940). На основании изучения структурных особенностей рудоконтролирующих структур Никитовского рудного поля и истории их формирования И. Л. Никольский (1959) пришел к выводу о постскладчатом, т. е. постгерцинском времени образования месторождений Никитовки. Таким образом, одной из рудных формаций, возможно приуроченных к мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации Донецкого бассейна, является сурьмяно-ртутная телетермальная.

Еще более вероятна связь с этим этапом геологической истории бассейна ртутно-полиметаллической формации Бахмутской котловины (Славянское рудное поле). Ртутно-полиметаллическое оруденение в этом районе тесно связано с солянокупольными структурами и осложняющими их разрывными нарушениями, секущими палеозойские образования до верхнепермских включительно, а на Славянском рудопроявлении — и отложения нижнего триаса. По данным поисковых работ экспедиции МГ СССР, в песчано-глинистых образованиях серебрянской свиты нижнего триаса установлены интенсивные эпигенетические изменения, аналогичные тем, которые сопровождают ртутное оруденение этого района. Возраст битумов, содержащих редкометальную минерализацию и тесно ассоциирующих с ртутно-полиметаллическим оруденением Славянского участка, по определениям И. М. Теплякова (ВСЕГЕИ), равен 135—145 млн. лет.

Таким образом, есть достаточно оснований для предположения о том, что ртутно-полиметаллическое оруденение Бахмутской котловины формировалось в мезозойский этап тектоно-магматической активизации Донецкого бассейна, возможно, в связи

с вулканической деятельностью среднеюрского времени. Аналогичная рудная минерализация установлена и на некоторых солянокупольных структурах Днепровско-Донецкой впадины.

В северной части Донецкого бассейна, характеризующейся четкими проявлениями альпийских движений, также есть признаки минерализации мезо-кайнозойского этапа тектоно-магматической активизации, хотя рудоносность этого района бассейна изучена недостаточно. По данным В. А. Жулида, возраст серицита из минерализованной зоны одного из участков Северной антиклинали, определенный Ф. И. Котловской калий-аргоновым методом, равен 115 ± 5 млн. лет, т. е. приближается к раннеальпийскому этапу развития бассейна.

Различие в истории формирования структур, слагающих Дно-Днепровский прогиб,— Днепровско-Донецкой впадины, переходной зоны (Бахмутская котловина и северо-западные окраины Донбасса) и Донецкого бассейна — сказалось, очевидно, на строении земной коры этих структур в настоящее время. По результатам глубинного сейсмического зондирования, выполненного в последнее десятилетие, особенности сейсмогеологических разрезов этих районов заключаются в следующем.

Образование центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины связано с растяжением земной коры (Субботин и др., 1968; Чекунов, 1968). Прогибание поверхности консолидированной коры и подъем поверхности Мохо происходили в основном вследствие уменьшения мощности «базальтового» слоя. Отсутствие в истории формирования впадины четко выраженной инверсии тектонического режима и сохранившаяся тенденция к опусканию были вероятной причиной того, что такой разрез коры впадины сохранился до настоящего времени. Общая мощность консолидированной коры в переходной зоне (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины) по сравнению с примыкающими участками Украинского щита и Воронежского массива также относительно уменьшена, особенно «базальтового» слоя, несмотря на более четкое проявление инверсии на орогенном этапе (пермская эпоха). «Корень» (прогиб поверхности Мохо) выражен достаточно четко; но он компенсирует прогибание поверхности фундамента значительно больше, чем в Днепровско-Донецкой впадине. Возможно, образование «корня» и его сохранность до настоящего времени обусловлены более интенсивными киммерийскими и альпийскими движениями в переходной зоне.

В Донецком бассейне, где в результате интенсивных проявлений инверсии на орогенном этапе следовало ожидать хорошо выраженного «корня гор»,— его нет, поверхность Мохо выровнена и находится на уровне, близком к прилегающим областям Приазовского и Воронежского массивов. Вероятно, несмотря на явление инверсии в центральном Донбассе «корень» складчатой области не образовался в связи с тем, что, по имею-

щимся данным, горной страны на месте современной складчатой структуры не возникало, о чем свидетельствует отсутствие сколько-нибудь значительных объемов грубообломочного материала, в частности мощных толщ конгломератов, в отложениях орогенного и посторогенного этапов развития Донецкого бассейна. Возможно также, что исчезновение «корня» и, следовательно, уменьшение мощности коры явились следствием мезокайнозойской активизации в области Донецкого бассейна.

Приведенные материалы дают возможность сделать следующие выводы.

В области Доно-Днепровского прогиба, включающей Днепровско-Донецкую впадину и Донецкий бассейн, четко фиксируется три этапа тектоно-магматической активизации — раннегерцинский ($D_2—D_3$), киммерийский (J_2) и ларамийский ($K_2—P$). Есть косвенные признаки, указывающие на еще один, наиболее ранний, рифейский этап. Этим этапам предшествовали более или менее длительные периоды спокойного режима Восточно-Европейской платформы (для рифейского и герцинского этапов) и складчатой герцинской структуры Донецкого бассейна (для киммерийского и ларамийского этапов активизации).

Предположительно рифейский этап активизации Восточно-Европейской платформы выразился в образовании кулисообразно расположенных разломов субширотной ориентировки и приразломных впадин, в которых в дальнейшем (рифей — ранний палеозой?) накопилась мощная (до 10 км, по данным ГСЗ) толща вулканогенно-осадочных пород. Девонский этап тектоно-магматической активизации характеризовался образованием (и активизацией рифейских?) глубинных разломов северо-западной и субширотной ориентировки, растяжением коры, опусканием межразломной зоны центрального грабена (рифтообразование) и накоплением вулканогенно-осадочной толщи девонских отложений. Тектоническая активность девонского этапа сопровождалась интенсивной магматической деятельностью — формированием комплексов щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной и трапповой формаций. В киммерийский этап активизации Доно-Днепровского прогиба в его консолидированной герцинской складчатой структуры резко усилились колебательные движения, образовались складчатые структуры и ожили разрывные нарушения субширотной и субмеридиональной ориентировки. Тектоническая активность этого этапа сопровождалась магматической деятельностью — формированием дайкового комплекса лампрофиров — производных щелочно-базальтоидной магмы в субмеридиональной зоне Саур-Могильского разлома на юге Донбасса и андезитовым вулканизмом в Бахмутской котловине.

Ларамийский этап в области прогиба выразился в основном в активизации разломных структур окраин Донецкого бассейна, Бахмутской котловины и Днепровско-Донецкой впадины.

Магматическая деятельность этого этапа, по-видимому, представлена дайковой фацией щелочных базальтов.

Процессы тектоно-магматической активизации юга Восточно-Европейской платформы и Доно-Днепровского прогиба не были автономными. Движения, синхронные всем этапам активизации этой области, происходили в смежных областях Восточно-Европейской платформы и обрамляющих ее с юга структур.

С девонским этапом тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы связан железно-титано-редкометалльный рудный комплекс и медное оруденение юга Донбасса (Волнованская зона). В киммерийский и, вероятно, альпийский этапы в Донецком бассейне и Днепровско-Донецкой впадине образовались, возможно, руды сурьмяно-ртутной формации Никитовки, ртутная, полиметаллическая и редкометалльная минерализация северной части Донецкого бассейна, ртутно-полиметаллическое оруденение Бахмутской котловины и рудная минерализация солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины.

Крымский п-в по геологическому строению, рельефу и истории развития является гетерогенным образованием, и его принято подразделять на три части: равнинный, или Степной Крым, Горный Крым и Керченский п-в.

Степной Крым находится в пределах эпигерцинской Скифской платформы, в северной части, в районе оз. Сиваш — на территории Восточно-Европейской платформы.

Граница со Скифской платформой носит шовный характер и отражается в чехле в виде депрессионной зоны.

В настоящее время нет достаточного материала для получения четкого представления о процессах активизации в Крыму. Однако приуроченность большей части Крыма к субмеридиональной зоне кайнозойского поперечного поднятия свидетельствует об участии этой структурной единицы в молодых преобразованиях земной коры. Кроме того, в районе г. Джанкоя в эпипалеозойских отложениях отмечаются проявления андезитового мелового вулканизма (190 млн. лет), происходившего в этап платформенного развития территории (Бондаренко, 1972), и его следует связывать с процессами активизации. По устному сообщению В. Г. Бондаренко, на Межводненской нефтяной площади отмечены плагиоклазовые граниты возрастом около 160 млн. лет, в районе пос. Новоселовского возраст процессов ороговикования пород, вмещающих интрузию диоритов, составляет около 200 млн. лет.

В Степном Крыму известны породы наиболее поздней вспышки вулканизма, возраст которых по радиометрическим определениям составляет 70—50 и даже до 30 млн. лет.

Все эти данные свидетельствуют о проявлении магматизма в Степном Крыму в этап платформенного его развития и позволяют связывать эту деятельность с мел-палеогеновой (а возможно, и неогеновой) тектоно-магматической активизацией региона.

Горный Крым представляет собой фрагмент крупного унаследованного сводового поднятия зоны альпийской геосинклинальной системы. Мегантиклинорий Горного Крыма представлен триас-нижнеюрскими отложениями таврической свиты, средне- и верхнеюрскими терригенно-глинистыми и карбонатными

породами. Он осложнен складчатыми структурами антиклинального и синклинального характера. Северо-западное крыло антиклинория, состоящее из меловых и третичных образований, полого погружается в сторону Степного Крыма.

В Горном Крыму верхнемеловые и палеогеновые отложения (в отличие от мощных толщ нижнемелового флиша) представлены сравнительно маломощными карбонатно-терригенными породами, образовавшимися в течение переходного («тергального», по С. А. Захарову) режима, отвечающего эпохе альпийской тектоно-магматической активизации. Это подчеркивается сопоставлением характера развития Горного Крыма с Большим Кавказом, позднеальпийскую историю которого Г. А. Твалчрелидзе связывает с процессом тектоно-магматической активизации.

Магматические породы, представленные эффузивными, эффузивно-пирокластическими и интрузивными фациями, залегают в виде силлов, интрузивных куполов, штоков и даек и относятся к верхнему триасу — средней юре.

Проявления магматической деятельности в Горном Крыму подчиняются продольной и поперечной зональности. Первая выражена в размещении изверженных пород двумя прерывистыми полосами северо-восточного простирания. Поперечная зональность выражена сгущением магмопроявлений в виде зон, перпендикулярных простиранию складчатых структур.

Отмечаются две важнейшие особенности магматизма Горного Крыма — исключительно основной (базальтовый) состав и фрагментарность геосинклинального магматизма, выражающаяся в выпадении некоторых магматических формаций (гипербазитовой, гранитоидно-батолитовой и др.) (Лебединский и др., 1969). По нашему мнению, последнее обстоятельство свидетельствует в пользу отнесения Горного Крыма, подобно Кавказу, к областям, развитие которых предопределялось не геосинклинальным характером развития, а процессами тектоно-магматической активизации.

Керченский п-в четко подразделяется на Северную и Южную зоны, между которыми располагается Парпачский гребень.

Первая зона входит в состав Индоло-Кубанского прогиба. Вторая — является восточным периклинальным погружением мегантиклинория Горного Крыма.

В строении Керченского п-ва участвуют отложения олигоцен — плиоцена. Характерной особенностью является наличие грязевого вулканизма. По существующим представлениям, очаги грязевых вулканов залегают в мезозойских отложениях на глубинах 4—5 км.

Эндогенное оруденение в Крыму к настоящему времени известно лишь в горной его части.

В Горном Крыму распространено эндогенное (эндотермальное и телетермальное) ртутно-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение, связанное с триас-юрским основным

магматизмом (раннеальпийским). Здесь установлены коренные рудопроявления ртути, свинца, цинка, меди и барита, геохимические ореолы ртути, свинца, цинка и шлиховые — киновари, галенита, сфалерита, а также меди, золота, висмута.

Возраст оруденений определяется главным образом временем блоково-складчатых тектонических преобразований и магматизмом киммерийской эпохи в триасе — юре.

На Керченском п-ве ртутная минерализация локализована в третичных и современных образованиях.

В Горном Крыму известны Альминское, Лозовское, Мало-Салгирские (Южное и Северное), Приветненское, Веселовское и Перевальненское ртутные рудопроявления, приуроченные, как правило, к зонам разрывных нарушений и локализующиеся в вулканогенных и терригенных породах. Оруденение представлено киноварью, в ассоциации с которой местами находятся кальцит, галенит, сфалерит, халькопирит (Мельничук, Булкин, 1960).

Ртутные рудопроявления приурочены преимущественно к краевым частям крупных поднятий в связи с ограничивающими и пересекающими их зонами региональных разломов. Вкрапленность киновари отмечается главным образом в жилах кальцита и сопровождается карбонатизацией и каолинизацией, а местами — окварцеванием вмещающих пород.

В пользу более молодого возраста последних, чем указанные триас-юрские оруденения, свидетельствуют значительные ореолы рассеяния ртути в меловых и палеогеновых отложениях.

В. М. Лебединский и др. (1969) считают, что по геохимическим и геолого-структурным данным ртуть, бор, а также другие элементы в продуктах грязевого вулканизма являются производными низкотемпературных эндогенных процессов, а также предполагают единство генезиса рудопроявлений ртути в Горном Крыму и на Керченском п-ве.

В Керченско-Таманском районе рудные минералы и элементы широко распространены в твердых, жидких и газообразных продуктах грязевого вулканизма. Здесь в сопочной брекчии, наряду с пиритом, сфалеритом, окислами марганца и другими минералами, отмечается киноварь (в отложениях Булганского, Тарханского, Горностаевского, Казлы-Сартского, Королевского, Баксинского и Новоселовского сопочных полей) и реальгар (Новоселовское поле), с которыми часто ассоциирует аурипигмент («Грязевой вулканизм...», 1971). Содержание киновари в сопочной брекчии достигает 15 г/т.

В Керченско-Таманском районе широко развиты также углекислые (содержание свободной углекислоты составляет 1000—2000 мг/л) и высокоазотные воды. В углекислых и высокоазотных водах содержатся ртуть, мышьяк, сурьма и другие металлы, водород и гелий (Альбов, 1969).

Проявление грязевого вулканизма с ртутным оруденением в Керченско-Таманском районе, вероятно, следует связывать с современными процессами тектоно-магматической активизации.

Таким образом, для территории Крыма характерны ранне- и позднеальпийские эпохи тектоно-магматической активизации. Процессы активизации проявились в эпипалеозойской Скифской платформе и выразились в формировании меловых, палеогеновых, вулканогенных и плутоногенных образований при резком преобладании первых.

Комплекс эндогенных рудных элементов — ртути, золота, висмута, марганца, мышьяка, создающий месторождения, рудопроявления и ореолы рассеяния в различной геологической обстановке, свидетельствует о связи процессов рудообразования с наиболее молодыми превращениями земной коры в этап позднеальпийской тектоно-магматической активизации.

КАРПАТЫ И ПАННОНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Часть Карпатской дуги, находящаяся на территории Советского Союза и выделяемая как единое целое под названием Украинские, или Советские Карпаты, представляет собой сочетание альпийской геосинклинальной системы Карпат с окраинной частью Паннонского срединного массива.

Карпаты, входящие в состав геосинклинальной северной ветви Средиземноморского пояса, подразделяются на три сегмента — Западные, Восточные и Южные. Вдоль внешнего края Карпат протягивается Предкарпатский краевой прогиб, который делится на несколько зон. В тыльной части Карпатской системы располагается Паннонский срединный массив, разделяющий Средиземноморский пояс на Карпатскую и Динарскую геосинклинальные системы.

В зависимости от строения и характера развития Западные и Восточные Карпаты делятся на Внешние и Внутренние зоны. В Южных Карпатах Внешняя зона редуцирована. К Внешней зоне Западных и Восточных Карпат относятся части систем, прошедшие в мезо-кайнозойе геосинклинальный цикл развития. Они испытали в мелу — палеогене интенсивное прогибание с накоплением мощных флишевых отложений и характеризуются значительной мощностью земной коры — до 57—65 км («корни гор»). Внутренняя зона Карпат представлена выступами кристаллических пород, слагающих Паннонский срединный массив.

Границей между Внешней и Внутренней зонами является зона Перипенинского (в советской части известен под названием «Закарпатского») глубинного разлома, фиксируемая на протяжении почти 600 км в виде Пенинской зоны утесов. Внутреннюю зону выделяют лишь в Западных Карпатах, где к ней относят Татранскую, Вепорскую и Гемерскую зоны, представляющие собой выходы рифейского кристаллического фундамента, герцинских гранитоидов, средне-верхнепалеозойских отложений и чехла мезозойских пород; видимо, ее следует также считать частью Паннонского эпигерцинского массива.

Обширная область Внутрикарпатского межгорья относится к Паннонскому срединному массиву, в составе которого

выделяются: 1) зоны поднятия фундамента (Западно-Венгерская, Мечекская, Южно-Карпатская, Апусенская, Земплин-Циблешская, Мармарошская), сложенные ниже- и верхнебайкальскими образованиями; 2) мезозойская Бюккская впадина, состоящая из карбонатных отложений перми и триаса; 3) наложенные геосинклинальные прогибы (Мурешский, Дебрецен-Сольнокский, Банатский), сложенные меловыми и палеогеновыми образованиями, местами прорванными верхнемеловыми банатитовыми интрузиями; 4) неогеновые наложенные впадины (Венгерская, Трансильванская) вместе с их краевыми частями — Восточно-Словацким и Закарпатским прогибами. Впадины выполнены мощным комплексом моласс, широко развиты неогеновые вулканические породы.

Мощность земной коры всей территории Паннонского срединного массива незначительна — 24—28 км.

В зависимости от характера развития Карпат и Паннонского массива следует выделять три крупных этапа: в первый происходило на обширной территории формирование мощных толщ допалеозойских образований со свойственным им магматизмом и металлоносностью, накопление палеозойских терригенно-вулканогенных пород в краевых частях блока байкальской консолидации и в эвгеосинклиальном прогибе гор Апусени, их складчатость и метаморфизм. Во внутренней зоне Западных Карпат в это время произошло замыкание герцинской геосинклинали и проявился интенсивный гранитоидный магматизм.

К началу альпийского цикла территория Карпат и Паннонского массива представляла эпигерцинскую квазиплатформу, дальнейшая частичная регенерация геосинклиального режима которой относится к альпийскому циклу.

Во второй этап формируются квазиплатформенные карбонатные и вулканогенно-осадочные триас-юрские отложения с проявлением вулканизма основного — кислого состава, происходит заложение многогеосинклиального (флишевого трога Восточных и Западных Карпат и образование троговых («вложенных») прогибов в теле Паннонского массива.

Позднемеловая орогеническая деятельность внутренних прогибов завершилась складчатостью толщ «вложенных» прогибов и внедрением диоритовых интрузий банатитового комплекса.

Внешняя многогеосинклиальная система Западных и Восточных Карпат испытала орогенические движения с последующей инверсией и возникновением складчатого сооружения на рубеже палеогена — неогена.

Завершение формирования структур обширной Карпатской области связывается с орогенным этапом геосинклиальной системы Карпат и этапом тектоно-магматической активизации Паннонского срединного массива. Об этом свидетельствует проявление неогенового вулканизма в пределах области с однородной тонкой земной корой и сформировавшейся (по радиометри-

ческим определениям) в течение позднего протерозоя — палеозоя; изменение состава продуктов вулканизма от кислого к основному; интенсификация зон глубинных разломов, достигающих, по данным ГСЗ, подкоровых глубин; интенсивный тепловой поток.

В течение третьего этапа тектоно-магматической активизации образовались молассовые наложенные впадины в теле Паннонского массива и протяженный Внутрикарпатский вулканический пояс.

Вся территория Карпат и Паннонского массива расчленена серией разрывных нарушений, среди которых наиболее крупными, относящимися преимущественно к категории глубинных, являются разломы северо-восточного и северо-западного простирания.

Можно предполагать, что заложение нарушений северо-восточного направления предшествовало возникновению разломов северо-западной ориентировки; однако в последующем происходили неоднократные подвижки по обеим системам, что создало сложное блоковое строение региона.

В процессе эволюции территории Карпат и Паннонского массива важную роль играли проявления магматической деятельности в вулканоогенной и плутоогенной формах.

Этапу формирования фундамента массива и Внутренней зоны Западных Карпат свойственны излияния ультраосновных, основных и кислых вулканических пород, внедрения пегматоидов и плагиогранитоидов. Характерны гранитоидные массивы.

Этап развития обрамляющих Паннонский массив геосинклиналей и «вложенных» в тело массива прогибов сопровождался вулканической деятельностью, устанавливаемой наличием триасовых, юрских и нижнемеловых кремнисто-яшмовых пород, диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, интрузий банатитов.

Этап тектоно-магматической активизации Паннонского массива знаменуется интенсивной вулканической деятельностью.

На территории Советских Карпат с северо-востока на юго-запад выделяются Предкарпатский прогиб, Карпатская складчатая область и Закарпатский прогиб (рис. 4).

В строении Предкарпатского прогиба выделяются Внешняя эпиплатформенная и Внутренняя эпигеосинклинальная зоны.

Внешняя зона прогиба, примыкающая к Восточно-Европейской платформе, представлена отложениями верхнего мела в платформенных фациях, а также комплексом верхних моласс неогена — образованиями нижнего — верхнего тортона и нижнего сармата.

Как указывает Н. Р. Ладыженский, «О. С. Вялов, Н. С. Расточинская (1966), по данным глубокого бурения во Внешней зоне выделены вытянутые продольные четыре подзоны: Крукеничская, Боковская, Угерская (Косовско-Угерская) и Станиславская, разделенные глубокими продольными разрывами. Все

эти подзоны размещаются на ступенчатом погружении Восточно-Европейской платформы в сторону Карпат. Многочисленные структуры каждой из подзон представляют собой пологие

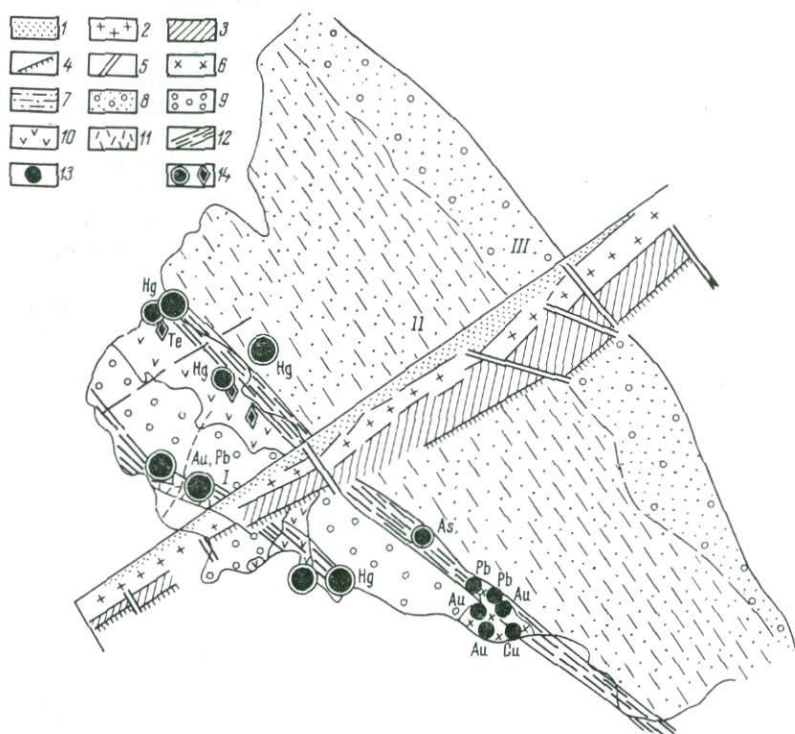


Рис. 4. Геологическая схема Советских Карпат с данным ГСЗ:

1 — осадочный слой; 2 — «гранитный слой»; 3 — «базальтовый» слой; 4 — граница Моховичича; 5 — глубинные разломы; 6 — кристаллические породы Раховского массива; 7 — флишевые отложения Восточных Карпат; 8, 9 — молассы Предкарпатского и Закарпатского прогибов; 10 — андезито-базальтовая формация Выгорлат-Гутинской гряды; 11 — липарит-игнибритовая формация Берегово-Беганского холмогорья; 12 — зоны глубинных разломов, подновленные в этап тектоно-магматической активизации; 13 — рудные месторождения и проявления (индексами обозначен состав); 14 — месторождения и проявления этапа неогеновой тектоно-магматической активизации. Цифрами обозначено: 1 — Закарпатский внутренний прогиб; II — Складчатые Карпаты; III — Предкарпатский передовой прогиб.

брахиантиклинальные складки, осложненные продольными и поперечными диагональными разрывами.

По представлению Н. Р. Ладыженского, вся Внешняя зона прогиба пересечена продольными и поперечными разрывами, реже встречаются разломы диагонального направления. Возникновение этой системы разрывов способствовало образованию блоковой структуры Внешней зоны, причем наблюдаются

многочисленные смещения блоков относительно друг друга с амплитудами, достигающими нескольких сот метров.

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, примыкающая к складчатой области Восточных Карпат, сложена мощным комплексом моласс неогена (как нижних, так и верхних), залегающих на верхнемеловом — палеогеновом складчатом основании.

По данным О. С. Вялова (1953) и Н. Р. Ладыженского (1966), Внутренняя зона делится на Бориславскую, Трускавецкую и Модрыцкую (по О. С. Вялову, Бориславская, Долинская и Дрогобыцкая) подзоны, отделенные друг от друга надвигами, и эти зоны могут рассматриваться как сложно построенные чешуи, протягивающиеся вдоль всего прогиба.

Для Внутренней зоны характерна линейная складчатость, весьма интенсивная, ослабевающая к Внешней зоне прогиба.

По крупному региональному надвику, разделяющему Предкарпатский прогиб, Внутренняя зона надвинута на Внешнюю.

Данные глубинного сейсмозондирования* Предкарпатского прогиба указывают на значительную мощность его земной коры (порядка 60 км при 20—30 км «гранитного» слоя). На границе Восточно-Европейской платформы с Предкарпатским прогибом наблюдается крупный сброс, по которому фундамент резко погружается в прогиб. Глубина до фундамента во Внешней зоне Предкарпатского прогиба составляет 7,5 км, в то время как на Восточно-Европейской платформе—5,5—6 км. На границе внешней и внутренней частей прогиба фиксируется еще более крупный разлом, по которому фундамент опущен на 3—4 км, и глубины до него составляют 10—12 км.

На территории СССР находится часть сегмента Восточных Карпат, занимающая центральное положение в их структуре и ограничивающаяся с севера — северо-востока и юга — юго-запада Предкарпатским и Закарпатским прогибами.

В зависимости от тектонических и фациальных особенностей в Карпатской складчатой области выделяются зоны: Скибовая, Кросненская, Дуклянская, Дусинская, Магурская, Черногорская, Раховская, Мармарошская и Утёсовая (Пенинская), соотношение которых во многих случаях еще окончательно не установлено.

Результаты исследований по изучению структуры Восточных Карпат, отраженные в «Геологической карте Украинских Карпат», позволили установить, что все выделяемые в регионе тектонические зоны представляют собой чешуи, надвинутые друг на друга, местами приближающиеся к типичным покровам, амплитуды перемещения которых составляют первые десятки километров (Глушко и др., 1968).

* Здесь и далее по материалам В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова и др.

Основной особенностью Карпатской складчатой области является широкое распространение мел-палеогеновых флишевых отложений и интенсивная дислоцированность пород в линейно вытянутые складки, обычно опрокинутые в одну сторону, нередко с образованием надвигов.

Флишевые осадки, мощность которых достигает 4000 м, представлены чередованием главным образом песчано-глинистых пород. Резко подчиненную роль играют карбонатные образования.

Закарпатский прогиб, располагающийся во внутренней части Карпатской системы, многие исследователи ранее относили и в настоящее время считают структурой орогенного этапа альпийской геосинклинальной системы Карпат.

Геотектоническое положение и история геологического развития Закарпатского прогиба в неогене свидетельствует о его тесной связи с обширной территорией Внутрикarpатского межгорья, т. е. с участком Средиземноморского подвижного пояса, ограничивающегося Карпатской и Динарской складчатыми системами.

В пределах Внутрикarpатского межгорья широко развиты архей-протерозойские и рифейские образования, слагающие основные структуры, что соответствует представлениям о срединном массиве как об устойчивом блоке земной коры с докембрийским метаморфизованным фундаментом в области геосинклинального пояса, разделяющим его на две системы и сохраняющимся в виде консолидированного блока на всех этапах геосинклинального развития (Яншин, 1965; Щеглов, 1971). Поэтому Закарпатский прогиб рассматривается как структура, заложенная на фундаменте краевой части Паннонского срединного массива и образованная в связи с активизацией последнего. Неоднородность строения Паннонского массива свидетельствует о сложной истории его развития.

Фундамент срединного массива возник в результате консолидации байкальской геосинклинали. Метаморфический фундамент Паннонского срединного массива на территории Украины представлен Раховским и Чивчинским выступами Мармарошского кристаллического массива.

Комплекс пород фундамента в пределах Раховского выступа довольно однообразен по составу, характеризуется отсутствием несогласий и неравномерным метаморфизмом, степень которого уменьшается снизу вверх (от альмандин-амфиболитовой до зеленосланцевой фации).

Комплекс пород метаморфического фундамента подразделяется на свиты: белопотокскую (плагигнейсы, сланцы, амфиболиты мощностью 300—350 м), деловецкую (различные сланцы, мраморы — 900—1000 м), берлебашскую (аналог деловецкой свиты — сланцы, гнейсы, порфириды, туфонды мощностью 1000—1100 м) и магурскую (кварцитовые сланцы, слюдястые

сланцы, кварциты, метаморфизованные вулканиты — 540—630 м) (Зайцева и др., 1969). Комплекс метаморфических пород прорван интрузивными телами основного — умеренно кислого составов.

По данным радиометрического анализа, формирование фундамента произошло, очевидно, в байкальскую эпоху (720—630 млн. лет), частичная регенерация — в раннегерцинское время (320—342 млн. лет), дальнейшая регенерация — в среднем карбоне — перми (263—308 млн. лет) и мезозое (195—108 млн. лет). В течение каледоно-герцинского цикла произошла частичная регенерация эпибайкальской платформы, в результате чего возникли отдельные массивы: Центральные, Закарпатские, Средневенгерские горы, Марморошский, горы Апусени, Южные Карпаты.

Дифференциация региона более отчетливо проявилась в альпийский цикл развития. По обрамлению Паннонского массива были заложены миогеосинклинальный (флишевый) троговый прогиб Западных и Восточных Карпат, развитие которого завершилось в конце олигоцена инверсией геосинклинального режима и образованием в неогене орогенной структуры складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба. В теле Паннонского массива возникли «вложенные» геосинклинальные прогибы (Мурешский, Сольнок-Дебреценский).

В неогене территория массива претерпела интенсивное погружение. С этим этапом развития связано образование Венгерской, Трансильванской, Закарпатской и Восточнословацкой наложенных впадин, ограниченных зоной горстового обрамления — поднятиями фундамента Паннонского массива (Западно-Венгерские горы — горы Мечек — Южные Карпаты — горы Апусени — Земплин-Циблешская зона — Мармарошский кристаллический массив). Происходит «омоложение» зон глубинных разломов древнего заложения и формирование новых разломов, трассирующих неогеновый Внутрикарпатский вулканический пояс. Процессы тектоно-магматической активизации характеризуются развитием интенсивных тектонических движений, приводящих к подновлению древних глубинных разломов, как правило, субскладчатого простирания, а также образованием поперечных структурных зон.

В области Восточных Советских Карпат и прилегающей части Паннонского срединного массива основными активизирующимися зонами являются Закарпатский и Припаннонский глубинные разломы, движения по которым в неогене сопровождалась интенсивными вулканическими излияниями.

В Восточных Карпатах и Паннонском массиве впервые крупные поперечные структуры выделил В. Тейссейр, который установил линию Гогогоры — Кременец. О поперечных структурах писали Я. Новак, К. Толвинский (А. Богданов и др., 1954), С. И. Субботин (1955); И. В. Высоцкий (1959) и В. В. Глушко

(1968) выделили Северо-Буковинское поперечное поднятие, которое продолжается в пределы Волыно-Подольской плиты и на юго-запад к горам Апусени.

В. С. Попов и В. В. Глушко (1962) к северо-западу от Буковинского поднятия установили и описали крупный Украинско-Венгерский поперечный прогиб. Последний охватывает склон Волыно-Подольской плиты, Львовский прогиб, Восточные Советские Карпаты, Закарпатский прогиб и центральную часть Венгерской впадины.

А. В. Чекунов (1972) на основании анализа результатов сейсмических исследований и сопоставления с геологическими данными попытался дать общую картину строения Паннонско-Волинского прогиба.

Паннонско-Волинский поперечный прогиб представляет собой крупную линейно-вытянутую депрессию (протяженностью около 900 км при ширине 150—215 км), протягивающуюся поперек складчатой системы Восточных Карпат с северо-востока на юго-запад. В районе оз. Балатон простираение прогиба приближается к широтному. Северо-западным ограничением прогиба является Балатонско-Горнадско-Волинская краевая зона разломов, юго-восточным — Шопуркинско-Надворнянско-Монастырская.

Паннонско-Волинский поперечный прогиб характеризуется четко выраженной асимметрией — область максимального прогибания смещена к северо-западу относительно геометрической оси структуры. На территории Большой Венгерской впадины в пределах прогиба выделяется юго-запад — северо-восточная система тектонических нарушений древнего заложения, подновлявшихся в мезозое и кайнозое (Хаин, Славин, 1967). Здесь же прогиб отделяется с северо-запада от Средневенгерских гор зоной разлома так называемой линией Балатона. На юго-востоке прогиб ограничен разломной зоной вдоль края гор Апусени, отделяющей выходы метаморфических пород от неогеновых моласс (Чекунов, 1972). В байкальско-каледонском основании Большой Венгерской впадины известен согласный с поперечной структурой Сольнокский (или Сольнок-Дебреценский) грабенообразный прогиб (выполнен мел-палеогеновым флишем).

А. В. Чекунов (1972) указывает, что участок Восточных Карпат, пересекаемый Паннонско-Волинским поперечным прогибом, имеет столь существенные особенности тектоники и литологии мел-палеогенового флиша, что вполне оправдано выделение В. В. Глушко (1968) его в самостоятельный сегмент Карпатского складчатого сооружения под названием Горганских Карпат.

В системе Восточных Карпат поперечный прогиб проявляется в интенсивном погружении всех стратиграфических и физических границ земной коры и верхней мантии, характере развития меловых и палеогеновых отложений в разных частях

Карпат (вне прогиба и в нем), в изменении фациального состава пород. Все это является результатом различного гипсометрического положения блоков фундамента Карпат относительно погруженного в пределах Паннонско-Волынского прогиба. Это подтверждается данными сейсмических исследований КМПВ.

Разломы, предопределившие заложение Паннонско-Волынского поперечного прогиба и осложняющие его внутреннюю структуру, являются следствием развития региона задолго до альпийского тектогенеза. Разломные структуры северо-восточного простирания значительно влияют на развитие альпийской геосинклинальной системы и региона, особенно в этап тектономагматической активизации, что подтверждает значительную роль поперечных древних структур в этап неогеновых постконсолидационных преобразований.

В. П. Теплов и Ю. А. Лейе (1974), связывающие развитие Закарпатского прогиба, его вулканизм и эндогенное оруденение с процессами неогеновой автономной тектономагматической активизации, придают основное значение субмеридиональным сквозным разломам глубокого заложения. При этом эндогенные рудопроявления размещаются на участках локальных очаговых структур в зонах субмеридиональных нарушений. Но в каждом конкретном случае эндогенные рудопроявления контролируются зонами разломов северо-восточного простирания, размещаясь главным образом в узлах пересечения северо-восточного и северо-западного нарушений.

Все это свидетельствует о значительной роли древних (доальпийских) разломных структур, активизированных в процессе неогенового развития региона. Эндогенное оруденение региона связано с Внутрикарпатским вулканическим поясом. Липаритовый (миоцен) и андезито-базальтовый (миоцен — плиоцен) вулканизм проявился в основном в зоне горстового обрамления Паннонского массива. Кислые вулканические породы, контролируемые на советской части территории зоны Припаннонским глубинным разломом, относятся к производным палингенного очага в «гранитном» слое земной коры, средне-основные вулканические образования принадлежат к очагам подкоровых глубин. В глубинной структуре прогиба отмечаются слои с пониженной пластовой скоростью прохождения волн, трактуемые нами как промежуточные магматические очаги андезито-базальтовой магмы плиоцена. Они размещаются в основании «базальтового» и внутри «гранитного» слоев. Поверхность астеносферного слоя вблизи сочленения Карпат с Закарпатским прогибом находится на глубине 70—80 км, под Паннонским массивом — 90 км. Астеносферный слой в глубинных зонах Карпат (как и в горах Вранча в Румынии) осложнен сейсмофокальной зоной, положение которой определяется зонами затухающих очагов землетрясений. Пересечение волновода в глубинной части сочленения флишевых Карпат и Закарпатского прогиба

сейсмофокальной зоной на глубинах 80—120 км предопределяло возникновение первичных магматических очагов миоплиоцена в результате плавления перидотита верхней мантии.

Для Закарпатского прогиба не установлены синорогенные гранитоидные интрузии, но характерен аномально высокий тепловой поток. Материалы ГСЗ указывают, что строение и мощность земной коры Закарпатского прогиба, как и обширной территории Паннонского массива (мощность 24—26 км), резко отличаются от таковых флишевых Карпат (мощность до 65 км). Все это свидетельствует о преобразовании земной коры в процессе неогеновой тектоно-магматической активизации.

Вулканизм этапа активизации происходил в две стадии: раннюю (липарит-игнимбритовые и андезитовые образования бурдигала — среднего сармата) и позднюю (базальт-андезит-липаритовые лавы паннона — левантина).

Вулканизм ранней стадии активизации имеет следующие особенности: проявления вулканизма приурочены к краевой части Паннонского массива и к зоне Припаннонского глубинного разлома; продукты вулканизма представлены излияниями и выбросами липаритов и пепловых туфов липарито-дацитового состава, средние и основные породы развиты незначительно (1:20), широко распространены игнимбриты; кислые лавы по составу отвечают крайней известковистой серии; андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты миоцена существенно не отличаются от аналогичных пород поздней стадии активизации.

На Паннонском массиве в Венгрии развиты площадные покровы поточных туфов кислого состава и сильно дифференцированные липаритовые комплексы, размещающиеся вокруг экстрезивных центров. Миоценовыми андезитами сложены Штявницко-Кремницкие горы в Чехословакии, Венгерские островные горы, южная часть Выгорлат-Гутинской гряды, южная часть Родненского массива и северо-западная часть гор Апусени.

Вулканы поздней стадии активизации в Закарпатском прогибе слагают цепь погребенных вулканов центральной части Чоп-Мукачевской впадины и Выгорлат-Гутинскую гряду. К особенностям вулканизма этой стадии относятся: приуроченность вулканитов к сочленению Карпатской складчатой системы с Чоп-Мукачевской впадиной; дифференцированный состав пород от базальтов до липаритов при резком преобладании основных — средних разностей; известково-щелочной состав пород, насыщенных кремнеземом и обогащенных железом. В породах развиты железистые пироксены и оливины, а также гранаты альмандинового ряда. Во всех продуктах дифференциации наблюдается оливин. Производные вулканизма поздней стадии подразделяются на четыре толщи, соответствующие четырем фазам извержения.

К продуктам вулканизма поздней стадии активизации принадлежат субвулканические тела — жерловины Оленевского и

Вышковского районов — трубки взрыва, выполненные эруптивной брекчией и штоками андезита и андезито-базальта, и гипабиссальные интрузии зон глубинных разломов. К последним относятся габбро-диабазы и микрогранодиориты, залегающие в зоне Закарпатского разлома (Перечинский, Свалявский районы), многостадийные габбро-диабазы, габбро-порфириды, диориты, диоритовые порфириды, гранодиорит-порфиры зоны Припаннонского разлома. Вулканическими породами поздней стадии активизации сложена в Румынии кэлиман-харгитская часть Внутрикрупатского пояса.

Таким образом, в формировании структуры Паннонского массива устанавливаются три этапа развития: рифей-палеозойский — формирование фундамента и частичная его регенерация; мезозойский — процессы дробления фундамента массива, образования магматических тел банатитового комплекса под влиянием геосинклинального развития в смежной Карпатской геосинклинали; неогеновый — тектоно-магматическая активизация.

Так же формировались эндогенные месторождения и рудопроявления, среди которых выделяются восемь групп рудных формаций.

Первому этапу формирования Паннонского массива соответствует байкальская металлогеническая эпоха. Она представлена группой эвгеосинклинальных колчеданных и железо-марганцевых формаций, связанных с базальтоидным субмаринным вулканизмом.

Каледоно-герцинская металлогеническая эпоха характеризуется образованием трех групп рудных формаций: геосинклинальных колчеданных и железорудных, связанных с основным вулканизмом центральных массивов западных Карпат; гидротермальных золото-полиметаллических, связанных с гемеридными синорогенными гранитоидами (Западные Карпаты); вулканогенных молибден-медных, находящихся в связи с орогенным кислым вулканизмом Западных и Восточных Карпат.

В альпийскую металлогеническую эпоху наиболее широко развиты вулканогенные месторождения во Внутрикрупатской области. Для этой эпохи характерны две группы рудных формаций, отражающие процессы квазиplatformенной и геосинклинальной стадий развития Карпат, и две группы, свойственные этапу тектоно-магматической активизации Паннонского массива. К первой принадлежат: формации, связанные с основным геосинклинальным вулканизмом триас — юры, — железо-титан-ванадиевая, железорудная, хромитовая, никель-кобальтовая. Ко второй — гидротермальные формации, связанные с верхнемеловым банатитовым синорогенным интрузивным магматизмом.

Этапу неогеновой активизации свойственны группы формаций: вулканогенных золото-полиметаллических месторождений

ранней стадии и вулканогенных ртутно-редкометалльных месторождений поздней стадии.

Первая представлена вулканогенными золото-полиметаллическими и золото-серебряными формациями, месторождения которых контролируются дискордантными субвулканическими телами дацитов и липаритов, локализуясь в пропицитизированных андезитах гельвета — сармата — паннона. Для этих формаций характерны весьма повышенная золотоносность полиметаллических руд и содержание в них сереброносных минералов, широкое распространение сульфосолей, наличие в рудах кадмия и висмута, развитие местами вольфрамовой (вольфрамит, шеелит) и флюоритовой минерализации.

Месторождения золото-полиметаллической группы относятся к сармату — возраст липаритов и туфов Береговского района 12,5—15, а околорудноизмененных туфов 13,2 млн. лет (Фишкин и др., 1967) — к низам паннона (Вышковский район). Пространственно они связаны преимущественно с липарито-игнимбритовой формацией, контролируясь общими тектоническими структурами. Оруденение сформировано на незначительных глубинах (до 1000 м), характеризуется средними температурами образования (200—300° С).

Соотношения «нормального» и радиогенного изотопов свинцов Берегово-Беганского, Вышковского, Раховского районов, полиметаллических месторождений Венгрии (Венгерская впадина) и Румынии (Мармарошского кристаллического массива) свидетельствуют о происхождении неогеновых месторождений вследствие регенерации более древних (мезо-палеозойских) рудных концентраций.

Рассмотрение соотношений изотопов в координатах ^{204}Pb ; ^{206}Pb ; ^{204}Pb ; ^{207}Pb ; ^{204}Pb ; ^{208}Pb ; ^{204}Pb показывает, что неогеновые свинцы характеризуются неоднородным соотношением изотопов, имеют большой разброс изотопных величин, указывающий на значительную обогащенность руд радиогенными изотопами. Соотношение изотопов свинца в липаритах (имеющих коровую природу), как и в диорит-порфиритах (гибридизированных в промежуточных камерах в земной коре), также характеризуется разбросом значений и обогащенностью радиогенными изотопами. Это подтверждает их аналогичную природу, т. е. коровое происхождение пород липарито-игнимбритовой формации и руд золото-полиметаллических формаций. Рассмотрение соотношений изотопов ^{32}S : ^{34}S галенитов Берегово-Беганского и Раховского районов показывает, что они характеризуются разбросом значений от 22,105 до 22,280 соотношений ^{32}S : ^{34}S и в целом близки к метеоритному стандарту, отвечая ювенильным производным.

Вторая группа месторождений вулканогенных ртутно-редкометалльных формаций контролируется субвулканическими гипабиссальными телами диоритов, диорит-порфиритов, трубками

взрыва, дайками андезитов, андезито-базальтов плиоцена, локализуясь в их каолинизированных разностях, а также в осадочных породах миоцена. Оруденению поздней стадии этапа активизации свойственно весьма широкое развитие ртутных руд, теллур-висмутовой минерализации. С этой же стадией связано мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение предположительно телетермального генезиса.

Соотношения изотопов $^{32}\text{S} : ^{34}\text{S}$ минералов ртутных месторождений Вышковского рудного поля имеют разброс значений от 22,23 до 22,35, близки к соотношениям изотопов серы метеоритного троилита и указывают на ее ювенильное происхождение (Озерова и др., 1967).

Оруденение этапа активизации Паннонского массива хорошо сопоставляется с оруденением аналогичных этапов Иранского, Анатолийского и Родопского срединных массивов (Щеглов, 1968, 1971; Димитров, 1970).

Вулканогенные месторождения ранней стадии активизации формировались в интервале температур $350-150^\circ\text{C}$, а руды поздней стадии — при температуре $100-90^\circ\text{C}$. Это приповерхностные образования небольших глубин.

Размещение эндогенных месторождений в Советских Карпатах обусловлено как генетическими особенностями месторождений, так и строением вмещающих оруденение структурных этажей. Они контролируются зонами региональных глубинных разломов. В нижнем структурном этаже оруденение связано с ядерными частями складчатых структур, а в среднем и верхнем — степень рудоносности зависит от физико-механических свойств пород.

Эндогенные месторождения Карпат и Паннонского массива закономерно приурочены к участкам поднятия домезозойского фундамента.

Неогеновое оруденение Закарпатского прогиба связано с вулканическими породами двух формаций различного состава и происхождения. Миоценовая липарит-игнимбритовая формация образовалась при плавлении кристаллических пород «гранитного слоя», а миоцен-плиоценовая андезитовая формация связана с мантийным источником.

Очаги палингенного сиалического вулканизма неогена в «гранитном» слое коры располагались на глубинах 20—15 км (первичные) и 2—1 км (периферические). Подкоровые вулканические очаги неогена образовались на глубинах 80—60 км (первичные), дальнейшая локализация в коре происходила на глубинах 27—20, 15—8 и 5—3 (3—1,5) км (периферические камеры). Промежуточные магматические очаги, установленные методами ГСЗ, отчетливо трассируются по данным магнитовариационных исследований (Рокитянский, 1971) как региональные зоны аномально-повышенной электропроводности.

Формирование оруденения в этап неогеновой активизации тесно связано с преобразованием глубинной структуры земной коры, с перемещением вещества под действием конвекционных потоков в мантии и «базификации» земной коры Паннонского массива.

Различия в составе источников эндогенного неогенового оруденения Закарпатья подтверждаются размещением оруденения в блоках с различным строением земной коры (Науменко, 1973, 1974).

Таким образом, на территории Карпатского региона проявились позднеальпийские процессы тектоно-магматической активизации в неогене. Последняя весьма интенсивно проявилась в краевой части Паннонского срединного массива, что выразилось в подновлении и образовании зон глубинных разломов различных направлений, формировании впадин Закарпатского прогиба и мощных толщ вулканических пород.

Тектоно-магматическая активизация явилась следствием глубинных преобразований земной коры Паннонского массива, что вызвало резкое сокращение мощности земной коры, главным образом за счет «базальтового» слоя.

В процессе активизации в неогене возникли подкоровые базальтоидные магматические очаги, магма которых при движении в приповерхностную зону и на земную поверхность образовывала периферические промежуточные очаги в земной коре — камеры дифференциации и некоторой контаминации магматического расплава. В результате движений теплового фронта, опережающего подъем основной магмы, в низах «гранитного» слоя сформировался очаг палингенной магмы кислого состава.

С вулканическими образованиями кислого (липарит-игнибритовая формация) и среднего — основного (андезитовая формация) составов связано соответственно неогеновое оруденение золото-полиметаллических и ртутных формаций.

Оруденение ртутных формаций имеет подкоровое происхождение, оруденение золото-полиметаллических формаций тесно связано с процессами корового палингенеза и зависит от более древних концентраций рудных элементов в «гранитном» слое земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные с неопровержимой убедительностью показывают широкое развитие на территории Украины процессов тектоно-магматической активизации, периодически проявлявшейся в позднем протерозое и фанерозое. Процессы эти сосредоточивались в определенных протяженных зонах, которые и являются зонами тектоно-магматической активизации.

Зоны активизации пересекают Украинский щит, Днепровско-Донецкую впадину, Донбасс, Причерноморскую впадину, Волыно-Подольскую плиту, Карпаты, Скифскую платформу и Крым. Многие из них являются сквозными, т. е. переходят из одного региона в другой, пересекают несколько регионов, что указывает на общность развития различных геологических структур Украины.

Большинство зон активизации возникло еще в позднем протерозое, причем они в пределах Восточно-Европейской платформы, как правило, не наследуют подобные зоны геосинклинального этапа развития территории, а являются новообразовавшимися в условиях жесткой платформы. Преобладают зоны широтного и меридионального направления, реже северо-западного.

Зоны активизации отличаются весьма сложным строением — это своего рода «мегабрехчии», состоящие из многочисленных мелких блоков. Ширина зон достигает 10—20 км. В них зафиксированы неоднократно повторявшиеся движения, нередко значительной амплитуды и переменного знака. С зонами довольно часто связаны, также неоднократно повторявшиеся магматические и гидротермальные процессы. Так, на Украинском щите выделяется 13 периодов магматической деятельности — с начала позднего протерозоя до палеоцена; около 10 таких периодов отмечалось на Волыно-Подольской плите. Несколько раз, начиная с девона, магматические явления, связанные с зонами активизации, наблюдались в Донбассе. Почти до атропогена магматическая деятельность проявлялась в Карпатах.

Зоны активизации сыграли огромную роль в общем геологическом развитии регионов. Больше того, движения в них обусловили возникновение всех регионов как тектонических

структур. В результате вертикальных перемещений блоков самых разных районов в зонах активизации обособливались области сноса и седиментации с разнообразными фаціальными условиями. Этим самым они сыграли огромную роль в осадко-накоплении.

Наконец зоны активизации являются вместилищами различных полезных ископаемых эндогенного происхождения. И можно с уверенностью говорить о том, что с зонами связано еще немало месторождений, пока что не выявленных. Кроме того, движения в зонах, вызывающие процессы литогенеза, способствуют и возникновению на тех или иных участках условий, оптимальных для образования осадочных полезных ископаемых. Отсюда следует, что изучение зон тектоно-магматической активизации имеет не только научное, но и огромное практическое значение.

Эти зоны должны стать объектами самого пристального внимания геологов-поисковиков, как например, зоны активизации Карпат и Донбасса. Особое внимание следует уделить зонам Украинского щита — как региону с большими потенциальными возможностями в отношении полезных ископаемых, в том числе и эндогенного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д. Е., Конопліна О. Р., Лагутін П. К. Стратиграфічне розчленування девонських відкладів південної окраїни Донецького басейну.— Геол. журн., 1962, 22, вып. 4, с. 31—42.
- Бабчук Ф. Г., Беланов В. М. и др. Тектонічна структура Українського щита.— Геол. журн., 1966, 26, вып. 4, с. 3—13.
- Белевцев Я. Н., Каляев Г. И. Зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения.— В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации, Иркутск, 1973, с. 119—120.
- Бернадская Л. Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. К., Изд-во АН УССР, 1961, 173 с.
- Бернадская Л. Г., Усенко И. С. Дайково-эффузивные формации Украины.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. К., «Наук. думка», 1965, с. 165—173.
- Билибина Т. В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении, Л., «Недра», 1973, с. 41—61.
- Бирюлев А. Е. К характеристике Ковельского поднятия.— ДАН СССР, 1968, 178, № 2, с. 409—411.
- Богданов А. А. и др. Основные черты истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат.— Труды МГРИ, 1954, 26, с. 75—93.
- Бондарчук В. Г. Геологія України. Изд-во АН УССР, 1959, 549 с.
- Бондарчук В. Г. Про тектоніку Великого Донбасу та походження ровоподібних прогинів платформи.— Геол. журн., 1965, 26, вып. 2, с. 3—11.
- Бутурлинов Н. В. Посленижнепалеозойская магматическая деятельность в южной части Донецкого бассейна. Автореф. канд. дис., К., 1963, 30 с.
- Бутурлинов Н. В., Зарицкий А. И., Стрёмовский А. М. Некоторые особенности распределения микроэлементов в герцинских изверженных породах Донбасса.— Геол. журн., 1968, 28, № 2, с. 71—76.
- Бутурлинов Н. В., Корчемагин В. А. Ртуть в магматических породах Донецкого бассейна.— Геохимия, 1968, № 5, с. 23—28.
- Бутурлинов Н. В., Скаржинский В. И. Комплексы изверженных пород и магматические формации Донецкого бассейна.— ДАН СССР, 1970, 193, № 1.
- Быстревская С. С., Земсков Т. А., Виноградов Г. Г. Новые данные о строении Ильинецкого палеовулкана на УЩ.— Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с. 74—80.
- Валеев Р. Н., Клубов В. А., Островский М. И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы.— Сов. геология, 1969, № 4, с. 17—29.
- Веліканов В. А. До питання про Подільську тектонічну зону.— ДАН УРСР, сер. Б, 1969, № 12, с. 1061—1064.
- Веліканов В. А. Локальні підняття у верхньодокембрійських відкладах Подільського Придністров'я.— ДАН УРСР, сер. Б, 1972, № 4, с. 301—305.
- Высоцкий И. В. О Буковинском поперечном поднятии в Восточных Карпатах.— Изд. вузов, геология и разведка, 1959, № 3, с. 34—39.

- Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5, с. 37—49.
- Гавриш В. К. Глубинные структуры и методы их изучения. К., «Наук. думка», 1969, 268 с.
- Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазонасность рифтогенов. К., «Наук. думка», 1974, 160 с.
- Гапеева Г. М. Формация лампрофиров.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 113—127.
- Геология СССР, т. VIII. Крым (полезные ископаемые). М., «Недра», 1974, 357 с.
- Геохронология докембрия Украины. К., «Наук. думка», 1965, 262 с.
- Глушко В. В. и др. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих неогеновых прогибов.— Геол. сб., Львов. геол. о-во, Львов, 1968, № 11, с. 13—27.
- Гойжевський О. О. Волинський широтний розлом.— ДАН УРСР, 1965, № 7, с. 929—931.
- Гойжевський А. А. Пелчанско-Устечковский разлом.— Сб. НИСа Киев. ун-та, № 4, 1968, с. 46—48.
- Гойжевський О. О. Коростенський розлом та його відображення в рельєфі.— В кн.: Фіз. географія та геоморф. К., вып. 2, 1970, с. 117—121.
- Гойжевський А. А. О некоторых закономерностях распределения полезных ископаемых в осадочном чехле Украинского щита.— В кн.: Рудообразование и металлогения. К., «Наук. думка», 1971, с. 29—39.
- Гойжевський А. А. Зоны мезо-кайнозойской тектонической активизации Украинского щита.— ДАН СССР, сер. Б, 1974, 216, № 5, с. 113—116.
- Гойжевський О. О. Мезо-кайнозойський структурний план Українського щита.— ДАН УРСР, сер. Б, 1974, № 4, с. 304—306.
- Гойжевський А. А. Северо-Украинская горстовая зона.— Геотектоника, 1975, № 3, с. 27—35.
- Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бутурлинов Н. В. Проявление щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса и УЩ.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 9, с. 97—103.
- Горелик З. А. О происхождении Мозырской гряды.— ДАН БССР, 1959, № 6, с. 262—264.
- Горжевський Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965, 300 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии, М., «Мир», 1968, с. 37—65.
- Грязевый вулканизм и рудообразование, К., «Наук. думка», 1971, 275 с.
- Димитров Р. По некоторым вопросам распределения эндогенной минерализации в Восточно-Подольском блоке.— Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 1970, 14, p. 143—149.
- Дранник А. С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита.— Геотектоника, 1968, № 3, с. 70—75.
- Жулид В. А., Куковский Е. Г., Скаржинский В. И., Ткачук Л. Г. Об изверженной горной породе из Краснодарского района Донецкого бассейна.— ДАН СССР, 1967, 17, № 2, 145—147.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Зарицкий А. И., Стремовский А. П., Юрченко В. Ф. О докарбонном возрасте щелочных габброидов района Покрово-Киреево.— Геол. журн., 1965, 25, вып. 6, с. 75—78.
- Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минеральный состав и генезис Никитовского месторождения в Донбассе. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, 254 с.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. Иркутск, «Недра», 1972, 173 с.

- Каляев Г. И. и др. Геотектоника Украинского щита, К., «Наук. думка», 1972, 300 с.
- Кармазин Н. С. Об изверженных породах в Амвросиевском районе Донбасса.— Геол. журн., 29, 1969, № 5, с. 65—69.
- Кармазин П. С., Майданович И. О. Про структурні положення дайкових утворень Амвросіївського району (Південний Донбас).— ДАН УРСР, сер. Б., 1969, № 9, с. 21—23.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М., Изд-во АН СССР, 1947, 205 с.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., «Недра», с. 223—250.
- Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., «Недра», 1973, с. 62—102.
- Клименко В. Я. Тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Геология СССР, т. V, Госгеолтехиздат, 1958, с. 848—865.
- Клушин В. И. Структура Припятского вала и западного склона Украинского щита.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлогения западной части Украинского щита, К., «Наук. думка», 1968, с. 12—37.
- Кропоткин и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария, М., «Наука», 1971, 390 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964, 237 с.
- Кузнецова С. В., Сахацкий И. И. О проявлениях галенита в верхнем триасе Славянского купола.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. К., «Наук. думка», 1970, с. 75—81.
- Ладыженский И. Р., Вялов О. С., Расточинский И. С. Тектоника.— В кн.: Геология СССР, т. X. Карпаты, VIII, М., «Недра», 1966, с. 441.
- Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова Е. П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. журн., 31, 1971, вып. 2, с. 78—86.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. К вопросу о тектонике Украины. Матер. по нефтеносности ДДВ, т. I, К., 1941, с. 62—67.
- Ляшкевич Э. М. Некоторые особенности вулканизма Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Перспективы поисков полезных ископаемых в Днепровско-Донецкой впадине. К., «Наук. думка», 1974, с. 69—76.
- Майданович И. А. Глубинные разломы зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом.— Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 11, 1968, с. 80—85.
- Макухина Г. О. Петрография дайково-ефузивного комплексу Південно-Західного Донбасу. К., Изд-во АН УРСР, 1961, 152 с.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «диав» Восточной Азии.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», 1964, с. 157—169.
- Машир В. Н. Геология, свинцово-цинковая минерализация и околорудные изменения пород Белолуцко-Марковского района в северном Донбассе. Автореф. канд. дис., Ростов-на-Дону, 1973, 32 с.
- Мельничук В. А., Булкин Г. А. Рудопроявления ртути и перспективы поисков ее месторождений в Крыму.— В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. К., Изд-во АН УССР, 1960, с. 157—162.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюл. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1940, с. 17—32.
- Можаев Б. Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. М., «Недра», 1973, 231 с.
- Науменко В. В. Металлогения Закарпатского прогиба как результат тектоно-магматической активизации Паннонского срединного массива.— Геол. журн., 1973, 33, вып. 5, с. 134—136.

- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. Изотопный состав серы ртутных месторождений.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967, с. 84—105.
- Панов Б. С. Минерагеня активизированной области Донбасса и его обрамления.— Автореф. докт. дис., К., 1974, 62 с.
- Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность. К., «Наук. думка», 1972, 292 с.
- Попов В. С. Тектоника Донбасса.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 47—83.
- Раскатов Г. И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1969, 163 с.
- Рябчин В. К. Палеоценовые отложения северо-восточной части Украинского щита. Сб. науч. работ НИСА Киев. ун-та, 1970, № 5, с. 29—35.
- Скаржинский В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. К., «Наук. думка», 1973, 203 с.
- Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении Восточных Карпат.— В кн.: Материалы VI съезда КБГА. К., «Наук. думка», 1965, с. 83—91.
- Соллогуб В. Б. О структуре земной коры юго-восточной Европы.— Геофиз. сборник АН УССР, 1967, вып. 19, с. 3—17.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. К., Изд-во АН УССР, 1955, 260 с.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. К., «Наук. думка», 1968, 140 с.
- Сябряй В. Т. Закономірності розміщення буровугільних формацій в палеогені Дніпробасу. К., Вид-во АН УССР, 1962, 152 с.
- Теплов В. П., Лейе Ю. А. Про просторовий генетичний зв'язок ендегенних рудних і нафтово-газових проявів Закарпаття.— ДАН УРСР, сер. Б, 1974, № 5, с. 13—16.
- Тихонов В. А. Брекчиевая трубка в северном Криворожье.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 3, с. 17—28.
- Тяпкин К. Ф. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным.— Геотектоника, 1966, № 2, с. 72—82.
- Усенко И. С. О возрастных соотношениях дайково-эффузивных пород Украинского массива.— ДАН СССР, 1953, 88, № 3, с. 34—36.
- Усенко И. С. Жильные породы Украинского кристаллического массива.— В кн.: Геология СССР, т. V. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 327—342.
- Усенко И. С., Ямниченко И. М. Проявление юрского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна.— В кн.: Геология СССР, т. V. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 842—845.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н. Связь магматизма и эндогенной минерагеня с блоковой тектоникой, М., «Недра», 1969, 273 с.
- Фишкин М. Ю. О возрастном соотношении экстрезивно-эффузивных образований и полиметаллического оруденения Береговского холмогорья в Закарпатье по данным определения их абсолютного возраста.— В кн.: Вопросы датирования древних (катархейских) геологических образований и осадочных пород. М., «Наука», 1967, с. 72—81.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Советская геология, № 7, 1965, с. 3—17.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973, 510 с.
- Хижняков А. В. Основные черты тектоники Вольно-Подольского окончания Русской платформы.— В кн.: Вопросы поисков, разведки и добычи нефти и газа на территории УССР, М., Гостоптехиздат, 1959, с. 69—78.
- Хижняков А. В. Тектоника.— В кн.: Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн. К., Вид-во АН УРСР, 1962, с. 107—114.
- Чекунов А. В. Некоторые вопросы тектогенеза и эволюции земной коры.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 26, К., «Наук. думка», 1968, с. 61—71.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. К., «Наук. думка», 1972, 176 с.

- Чень-го-да* Область дива — послеплатформенная подвижная область нового типа. *Sci. Sinica*, vol 14, № 10, 1965.
- Шарапов И. С.* Основные черты геотектонического строения и этапы развития Днепроовско-Донецкой впадины.— Нефтяное хозяйство, 1954, № 7, с. 27—38.
- Шатский Н. С.* О происхождении Донецкого бассейна.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1937, 15 (4), с. 34—48.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.
- Шестопалов В. М.* Про структуру Волинського палеозойського підняття. ДАН УРСР, сер. Б, № 2, 1971, с. 123—125.
- Широков Л. Э.* Формы складчатых и разрывных дислокаций Донбасса.— Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. XXV (геология месторожд.). М., Углетехиздат, 1958, с. 17—33.
- Шоцький І. І., Рябенко В. А.* Про геологічну структуру кристалічного фундаменту басейну р. Тетерева.— ДАН УРСР, сер. Б, 1968, № 5, с. 408—411.
- Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 179 с.
- Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971, 148 с. *

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (В. В. Науменко, В. И. Скаржинский)	3
Принципы выделения областей и структур тектоно-магматической активизации. Категории областей активизации, эпохи активизации (В. В. Науменко)	5
Украинский щит (А. А. Гойжевский)	19
Описание зон активизации	23
Характерные черты и история развития зон активизации	59
Положение зон активизации Украинского щита в структуре юго-западной части Восточно-Европейской платформы	66
Волыно-Подольская плита (А. А. Гойжевский)	70
Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкая впадина (Доно-Днепровский прогиб) (В. И. Скаржинский)	77
Крым (В. В. Науменко)	93
Карпаты и Паннонский срединный массив (В. В. Науменко)	97
Заключение (А. А. Гойжевский)	111
Литература	113

АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ ГОЙЖЕВСКИЙ
ВАЛЕНТИН ВЛАДИМИРОВИЧ НАУМЕНКО
ВСЕВОЛОД ИГОРЕВИЧ СКАРЖИНСКИЙ

**ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ
РЕГИОНОВ УКРАИНЫ**

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов
Академии наук УССР*

Редактор Н. Я. Чехович
Художественный редактор Г. И. Малинкович
Оформление художника В. Г. Флакса
Технический редактор Г. Р. Боднер
Корректор Л. В. Малюта

Информ, бланк № 1083

БФ 00709. Сдано в набор 27.I 1977 г. Подписано к печати 7.VI 1977 г. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 7,5. Учетно-изд. л. 7,93. Тираж 1000. Зак. 7—221. Изд. № 174. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Реппина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Киев, ул. Довженко, 3 в областной книжной типографии Львовского облполиграфиздата, Львов, Стефаника, 11. Зак. 3458.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКОВА ДУМКА»
В 1977 ГОДУ ВЫЙДЕТ КНИГА:

Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Язык русский. 10 л. Цена 1 руб.

В книге рассмотрены полевые геологические, экспериментальные и теоретические данные о планетарной тектонической трещиноватости (делимости) земной коры. Обосновано теоретическое положение о единстве ротационного, геомагнитного и тектонического силовых полей земного шара, служащее основой для понимания причин преимущественно прямолинейной формы планетарных трещин земной коры, т. е. зон глубинных разломов, и их закономерной ориентировки. Показано влияние сетки тектонической делимости литосферы Земли на размещение в ней региональных геоструктур и участков рудной минерализации.

Рассчитана на геологов и геофизиков.

Заказы на эту книгу принимает магазин издательства «Наукова думка» (252001, Киев-1, ул. Кирова, 4), который после выхода книги в свет вышлет ее заказчикам наложенным платежом.

2225

1 руб. 20 коп.

«НАУКОВА ДУМКА»