Л.БУДАЙ М.МАГЕЛЬ А.МАТЕЙКА О.КОДЫМ (ст) М.МАШКА Й.СВОБОДА В.ЗОУБЕК

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЧЕХОСЛОВАКИИ

TECTONIC DEVELOPMENT OF CZECHOSLOVAKIA

COLLECTED PAPERS AND THE TECTONIC MAP 1:1 000 000

COMPILED
by

T. Buday, O. Kodym sen., M. Mahel', M. Máška, A. Matějka, J. Svoboda, V. Zoubek

Scientific editor
VLADIMÍR ZOUBEK

The Editorial Board
MIROSLAV MAŠKA, ALOIS MATĚJKA
VLADIMÍR ZOUBEK

PRAHA 1960
NAKLADATELSTVÍ ČESKOSLOVENSKÉ AKADEMIE VĚD

Т. Будай, О. Кодым (ст.), М. Магель, М. Машка,
А. Матейка, Й. Свобода, В. Зоубек

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЧЕХОСЛОВАКИИ

СБОРНИК СТАТЕЙ
И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА МАСШТАБА
1:1 000 000

Перевод с английского
Р. П. РАФАЛЬСКОГО

Под редакцией и с предисловием
В. Е. ХАИНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1963

АННОТАЦИЯ

Книга «Тектоническое строение Чехословакии» принадлежит перу наиболее компетентных чехословацких геологов. В этой книге приводятся новейшие данные по геологии Чехословакии и дается отчетливое представление как о геологической истории и структуре, так и о спорных и не решенных проблемах в этой области. Учитывая «ключевое» положение Чехословакии в структуре Центральной Европы, можно выразить уверенность, что эта книга представит интерес для советского геолога не только как единственная в нашей литературе работа по геологии этой социалистической страны, но и как источник важных сведений по геологии Центральной Европы вообще и варисцийской и альпийской складчатых зон — в частности.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рекомендуемый советскому читателю в русском переводе коллективный труд по тектонике и тектоническому развитию Чехословакии представляет по существу первый опыт такого синтеза и восполняет тем самым весьма ощутимый пробел в регионально-геологической литературе. Авторам книги — ведущим специалистам в своей области и признанным знатокам геологии ЧССР — удалось в весьма сжатом объеме дать чрезвычайно содержательный и притом почти лаконичный очерк структуры республики и истории ее формирования. Следует иметь в виду, что небольшая по территории Чехословакия обладает весьма сложным и разнообразным геологическим строением: мы наблюдаем здесь переплетение позднедокембрийских (байкальских или ассинтских), каледонских, герцинских (авторы предпочитают их именовать варисцийскими), альпийских структур. В пределах Чехословакии молодая Карпатская дуга вплотную подходит к древнему Чешскому массиву, лежащему почти в самом центре Европейского материка и проявившему удивительную устойчивость (хотя и подвергшемуся переработке) в ходе каледонских, герцинских, альпийских движений.

Многие проблемы геологии Европы ставились и решались на материале Чешского массива, характеристике которого посвящено больше половины настоящей книги. Чешские исследователи добились больших успехов в расшифровке исключительно сложного строения массива, в особенности в раскрытии последовательности и относительного значения накладывавшихся друг на друга процессов магматизма и метаморфизма. Пример этой детальной и кропотливой работы, лишь частично отраженной в книге, заслуживает большого

внимания наших геологов. К сожалению, к моменту написания настоящей монографии исследователи еще не располагали сколько-нибудь достаточным числом определений абсолютного возраста магматических и метаморфических пород массива. Между тем было бы крайне интересным проконтролировать геологические данные данными определений абсолютного возраста и, с другой стороны, проверить значение этих определений на достоверном геологическом материале, выяснить, как отразились на изотопных соотношениях явления регенерации, прогрессивного и ретроградного метаморфизма, — Чешский массив должен дать в этом смысле исключительно благодарный материал.

Несколько меньше места уделено в книге тектонике Чехословацких Карпат, также весьма детально исследованной как чешскими, так и словацкими геологами и отличающейся своей особой проблематикой. В некоторых случаях можно пожалеть об излишней краткости изложения; это касается, в частности, строения клипповой зоны, представляющего предмет острых дискуссий. Явно недостаточно внимания уделено неогеновому вулканизму южной и восточной Словакии; о нем говорится лишь между прочим, а следовало, вероятно, посвятить особый раздел.

В первые послевоенные годы точки зрения чехословацких и советских геологов на структуру Карпат довольно сильно расходились — чехословацкие ученые придерживались классической покровной теории (схема Улига, модифицированная в синтезе 1931 г. Д. Андрусова — А. Матейки), советские исследователи, только приступившие к изучению Украинских Карпат, были склонны вообще отрицать сколько-нибудь существенное развитие в Карпатах шарьяжей. Можно с удовлетворением констатировать, что к настоящему времени произошло значительное сближение взглядов (хотя в обеих странах сохранились сторонники крайних вариантов). Чехословацкие геологи, подтверждая фактическим материалом проявление в Западных Карпатах значительных (до 30 и более *км*) горизонтальных перемещений, теперь не считают, однако, это горное сооружение сплошным нагромождением покровов и выделяют в качестве его основных структурных элементов антиклинории и синклинории, находящиеся в ав-

тохтонном положении. С другой стороны, советские исследователи убедились в наличии значительных тектонических перекрытий, особенно во фронтальной части Карпат и даже в пределах передового прогиба. Очередной задачей является у нас разработка детальной структурно-фациальной зональности, подобно тому как это сделано нашими чехословацкими, польскими и румынскими коллегами.

Некоторые авторы настоящей книги (В. Зоубек, М. Машка) и независимо от них ряд советских геологов пришли к сходному выводу относительно того, что в основе сложно построенной полосы клиппов лежит крупнейшая зона глубинного разлома, которую В. Зоубек и М. Машка именуют Перипиенинским линеаментом. В течение мезозоя эта зона проявляла себя как пояс кордильер. Правда, недостаточно разъясненной (не в принципе, а в деталях) остается внутренняя структура этой зоны, столь подробно изученная Д. Андрусовым.

Одним из нерешенных вопросов геологии Чехословацких Карпат остается вопрос о возрасте кристаллических сланцев и гранитов Татро-Вепорид. Авторы приводят данные в пользу весьма древнего, допалеозойского возраста этих образований, но это противоречит уже имеющимся определениям абсолютного возраста. Возможно, конечно, что породы эти действительно являются древними, но регенерированными более молодой магматической активностью и сопутствующим последней метасоматозом.

Авторы сильно ограничивают (и, по-видимому, в общем вполне резонно) масштабы Хочского и особенно Крижнанского покровов, но, к сожалению, не касаются механизма их образования.

Одним из вопросов, волнующих как чехословацких, так и советских геологов, является вопрос о восточном продолжении Магурской зоны. По-видимому, авторы правы, считая, что она резко суживается у чехословацко-советской границы; сейчас большинство наших исследователей полагают, что она выклинивается далее к востоку, но как и где именно это происходит, нам предстоит еще выяснить, а равно и изучить восточное продолжение Ужокско-Дуклянской системы складок.

Конечно, было бы трудно ожидать, чтобы уже в данной ра-

боте все подчас очень сложные вопросы тектоники Чехословакии нашли свое удовлетворительное решение (таких проблем много и в Чешском массиве, например проблема Моравид). Но настоящий труд подводит итоги достигнутому, объективно отмечает спорные положения, ставит задачи дальнейших исследований, и в этом его большое положительное значение.

С выходом в свет «Очерков геологии Польши» М. Ксёнжкевича и Я. Самсоновича (Москва, Издательство иностранной литературы, 1956), «Геологии Румынской Народной Республики» Н. Онческу (Москва, Издательство иностранной литературы, 1960 — Бухарест, издательство «Меридианы», 1960) и данной книги советский читатель получает почти полное представление о строении зарубежных Карпат и их периферии; переводимый в настоящее время фундаментальный труд Э. Вадаса «Геология Венгрии» явится достойным завершением этой серии изданий.

В. Е. Хаин

ПРЕДИСЛОВИЕ К ЧЕШСКОМУ ИЗДАНИЮ

В соответствии с решением состоявшегося в Мексике Международного геологического конгресса в Чехословакии, так же как и в других странах, на основе международного сотрудничества была начата работа над тектонической картой, которая будет использована при составлении тектонической карты мира. Чехословакия приняла участие в разработке тектонической карты Европы, которая должна была быть представлена на конгрессе в Копенгагене; это участие выразилось в составлении тектонической карты своей территории. Подготовительная работа и координация в международном масштабе проводились в Подкомиссии по тектонической карте мира под председательством академика Н. С. Шатского. В 1958 и 1959 гг. на сессиях Подкомиссии были детально разработаны легенда и метод составления тектонических карт масштаба 1 : 2 500 000.

Представляемая тектоническая карта Чехословакии масштаба 1 : 1 000 000 и ее предшествующий схематический вариант, послужившие основой для изображения чехословацкой территории на тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000, составлены в целом в соответствии с согласованными принципами.

Для выполнения задач, стоявших перед чехословацкими геологами, в конце 1957 г. в Центральном Геологическом институте (Геологический комитет) в Праге была создана рабочая группа, в состав которой вошли: А. Матейка (председатель), В. Зоубек (вице-председатель), а также члены: Т. Будай, О. Кодым (ст.), М. Магель, М. Машка и Й. Свобода.

В 1958 г. этой группой и была составлена схематическая тектоническая карта Чехословакии. При переводе в масштаб

представляемой карты (1 : 1 000 000) были использованы результаты подготовительной работы, проведенной Геологическим комитетом Чехословакии и большой группой чехословацких геологов с целью составления общей геологической карты страны масштаба 1 : 200 000.

Рабочая группа составила также схематическое описание тектонического развития Чехословакии, которое служит объяснительной запиской к карте и составляет предмет настоящей публикации. Окончательное редактирование текста было проведено редакционной коллегией в составе А. Матейки (развитие в неоидное[1] время), М. Машки и В. Зоубека (развитие в донеоидное время).

Настоящая книга представляет собой не монографию, а сборник статей, в которых освещаются различные стороны тектонического развития Чехословакии. Отдельные статьи следуют общему плану, однако имеются некоторые несоразмерности в их объеме. Более детально рассмотрены области, которые в современной чехословацкой геологической литературе до сих пор в целом не были освещены (например, Рудногорско-Тюрингенская область, региональное тектоническое положение и тектоническое развитие которой, помимо всего, служит в настоящее время предметом наиболее оживленной дискуссии).

Вследствие того что английский перевод данной книги должен был быть представлен на XXI сессии Международного геологического конгресса в качестве одного из документов, которые предполагалось обсуждать в Подкомиссии по Тектонической карте мира, срок подготовки рукописи к печати был строго ограничен. Это исключило возможность дополнения настоящего текста результатами новейших исследований, которые могли быть включены только в чешский текст, находящийся сейчас в печати.

Представленный обзор важнейших особенностей геологической структуры Чехословакии в значительной мере, есте-

---

[1] Под неоидной эрой авторы данной книги в соответствии с терминологией Г. Штилле понимают послепалеозойское (точнее, послераннепермское) время, отвечающее альпийскому тектоническому циклу в его широком понимании. — *Прим. ред.*

ственно, основан на результатах коллективного труда всех геологов, работающих над соответствующими проблемами. Библиографические ссылки в настоящей работе сведены к минимуму; цитируются лишь наиболее важные, ранее не опубликованные работы, причем главным образом с целью отметить их авторов. Из исследователей, принимавших активное участие в изучении тектонической структуры Чехословакии, упоминаются лишь некоторые. Следует особенно подчеркнуть большой вклад в изучение вопроса, внесенный молодыми геологами в послевоенное время.

Вследствие того что все главные геологические структуры Чехословакии продолжаются за ее государственные границы, прогресс в исследовании нашей страны тесно связан со взаимным обменом опытом и взглядами с геологами соседних стран.

Мы надеемся, что это скромное исследование будет способствовать укреплению международного сотрудничества в геологической науке, добрые традиции которого опираются на работы Международного геологического конгресса.

ВВЕДЕНИЕ

По своему геотектоническому строению территория Чехословакии относится к двум существенно различным провинциям европейской геологической структуры. Западная половина страны, охватывающая почти весь Чешский массив[1], относится к варисцийской провинции, восточная, слагаемая Чехословацкими, или Западными, Карпатами, — к альпийской.

Чешский массив в его современном виде представляет собой область, полностью консолидированную варисцийским тектогенезом, развивавшуюся затем только как часть эпиварисцийской платформы (кратона). Западные Карпаты — область, претерпевшая после варисцийского тектогенеза дальнейшее геосинклинальное развитие, которое в своих последних проявлениях продолжается и в настоящее время. Западные Карпаты имеют облик молодого орогена с высокогорным рельефом, Чешский массив — облик древней пенепленизированной горной системы, морфологически омоложенной третичной глыбовой тектоникой.

Эти главные мегатектонические единицы геологической структуры Чехословакии достигли, однако, своего современного состояния после длительного и драматического геологического развития, уходящего своими корнями в глубь кембрийских времен.

На территории Чехословакии развита, таким образом, сложная тектоническая система, в структуре которой играют роль производные всех важнейших европейских циклов тектогенеза — альпийского, варисцийского, каледонского, байкальского (ассинтского) и раннепротерозойского молданубского (карельского или даже более раннего).

Две главные структуры Чехословакии — Чешский массив и Западно-Карпатская система, разделяются Карпатским краевым прогибом. Однако в процессе неоидного формирования структуры Западных Карпат альпийские тектонические движения проявились и в Чешском массиве, где они

---

[1] В геологической литературе эта структура иногда упоминается под старым названием «Богемский массив». — *Прим. ред.*

получили заметное выражение в саксонской тектонике. С другой стороны, древние структуры Чешского массива продолжаются в донеоидное основание не только Карпатского краевого прогиба, но и внешней (флишевой) Карпатской зоны до Перипиенинского разлома (см. ниже).

Представляемая тектоническая карта Чехословакии масштаба 1 : 1 000 000 отображает, в соответствии с международным соглашением (см. предисловие), не только современное положение обеих главных структурных систем, составляющих чехословацкую территорию, но и их историко-тектоническое развитие.

Поэтому в основу составления карты положен принцип подразделения территории на естественные единицы в соответствии со временем окончания в их пределах последнего, т. е. полностью консолидирующего данную единицу, альпинотипного тектогенеза. Таким образом определяются две указанные выше единицы — Чешский массив и Западные Карпаты. В их пределах выделяются отдельные *циклы* тектогенеза *(орогенезы)* или, более точно, — их структурные производные *(структурные этажи)*, т. е. главные стадии развития, ведущие к полной консолидации. Поэтому структуры различного возраста в пределах областей с варисцийским или альпийским структурным планом показаны различными цветами: наиболее ранние, доассинтские структуры — розовым, байкальские (ассинтские) — синим, каледонские — фиолетовым, варисцийские —коричневым, неоидные — зеленым и желтым. Деформация более ранних структур Чешского массива последним, т. е. варисцийским, тектогенезом отображена на карте только в местах ее большой интенсивности; в противных случаях эта деформация не показана, даже тогда, когда она явно проявляется по всей этой системе. Точно так же изменением характера штриховки двух соответствующих цветов в некоторых районах отмечена позднейшая деформация более ранних структур Чешского массива доварисцийскими, а Карпатской области — доальпийскими процессами.

В областях более молодого тектогенеза развитие структур отображено с большей детальностью путем выделения так называемых *структурных ярусов* и *подъярусов* (согласно определению указанной выше Подкомиссии), которые соответствуют определенным стадиям развития в пределах отдельных циклов тектогенеза. Платформенный осадочный чехол Чешского массива также был подразделен на структурные ярусы. Молассы краевого прогиба получили специальную характеристику. Однако выделение структурных ярусов и определение их количества обычно производится весьма субъективно.

Из продуктов магматизма на карту нанесены только те интрузивные и эффузивные комплексы, которые имеют наибольшее значение. Продукты первичноорогенического, серорогенического и субсеквентного магматизма отмечены особыми значками, цвет которых характеризует возраст магматических комплексов. Зоны интенсивного геосинклинального и конечного магматизма и третичных щелочных вулканических пород северной части Чехии показаны соответственной штриховкой или цветом. Выделены площади заметного проявления метаморфизма. Специальными знаками обозначены структурные линии разных категорий. Там, где это возможно, с помощью изогипс показан рельеф более раннего основания платформы и других несмятых или слабо смятых толщ. Легенда карты содержит некоторые дополнительные детали.

Так как геологическая структура Чехословакии связана различными тектоническими единицами с геологическими структурами других европейских стран, вполне естественно, что развитие геологической науки в Чехословакии также было тесно связано с различными течениями в международной геологической науке. Некоторые из этих важных течений в большой степени опирались на анализ и синтез геологической структуры чехословацкой территории (Э. Зюсс, Ф. Бекке, Ф. Э. Зюсс, Ф. Коссмат, Г. Штилле, С. Бубнов и др.). Кроме того, здесь подвергались проверке и другие гипотезы (М. Люжон, В. Улиг, Ф. Пошепны).

С точки зрения тектонического стиля к молодым карпатским структурам, так же как к некоторым более древним структурам Чешского массива, была применена теория шарьяжей. При разработке общей концепции строения Чешского массива на интерпретацию связи между тектоникой и региональным метаморфизмом оказала влияние (хотя это и не относится ко всем авторам) идея Ф. Э. Зюсса о метаморфизме и магматизме как проявлениях общих процессов. Точно так же с позиций этой концепции подходили и к древним частям центральной зоны Карпат.

Геологическое изучение Чехословакии после второй мировой войны характеризуется всесторонней ревизией обеих указанных рабочих гипотез. В дополнение к данным, полученным в итоге более детального картирования, в основу этой ревизии были положены весьма важные результаты палеогеографического, стратиграфического, микропалеонтологического и петрографического анализов, анализа конгломератов, фаций и микрофаций, структурного анализа (особенно микротектонического, а в последнее время также петротектонического) и, главным образом в последнее время, анализа абсолютного возраста. Ведущим методологическим принци-

пом в этом исследовании становится идея прогрессивного исторического развития структур. На основании новых данных пришлось отказаться от изложенных выше представлений в их общем виде; хотя на первых стадиях современного геологического исследования Чехословакии эти представления служили плодотворными рабочими гипотезами, в настоящее время они, однако, во многих отношениях не соответствуют реальной картине геологической структуры.

Современный уровень геологического исследования Чехословакии дает возможность более точно отобразить ее тектоническую структуру, чем это могло быть сделано до 1945 г. Для Карпат признается ограниченное развитие довольно крупных горизонтальных надвигов (покровов скалывания), принимающих участие в строении этой складчатой горной области. Однако такое представление касается только тех тектонических единиц, которые действительно можно отнести к покровам. В Чешском массиве все довольно хорошо известные интерпретации, основанные на представлениях о существовании покровов, включая Молданубский покров скалывания, были постепенно оставлены абсолютным большинством геологов и в очень ограниченной степени применялись лишь к западным частям Мораво-Силезской области. Что касается проблемы тектоно-метаморфических отношений в Чешском массиве, то современные представления следуют научным течениям, которых придерживались до Ф. Э. Зюсса. Однако эти течения трактуются в свете новых концепций и разрабатываются более тщательно. Подобная же работа начата в части расшифровки геологических условий донеоидных комплексов в центральной зоне Карпат.

Современный уровень изученности чехословацкой территории позволяет, таким образом, произвести более глубокий анализ тектонического развития многих отдельных областей по сравнению с тем, который был возможен прежде. С другой стороны, при характеристике общих черт тектонического развития этой территории как целого встречается много трудностей. Последние вызваны тем, что анализ, проведенный с точки зрения идеи исторического развития структур и ревизии рабочих гипотез, которые ранее делали возможным построение единообразной концепции геологической структуры, еще не всесторонен и касается не всех площадей. Поэтому общая тектоническая карта, так же как и объяснительная записка, в значительной мере носит предварительный характер.

Мы хотели бы, чтобы настоящие статьи, представленные нашей группой, послужили основой для дальнейших исследований, призванных разрешить некоторые важные проблемы.

Редакционная коллегия

Чешский массив

2 Зак. 668.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И РАЗВИТИЯ ЧЕШСКОГО МАССИВА

М. Машка

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, ГРАНИЦЫ И ПОЛОЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ

Из двух основных единиц геологической структуры Чехословакии более древняя обычно именуется Чешским массивом. Этот массив представляет собой глыбу *платформенного* (кратонического) типа[1] с очень сложными структурой и генезисом, выступающую в виде горста на фоне окружающей площади. С запада, северо-запада, севера и северо-востока он окружен опущенными относительно него платформенными (кратоническими) единицами Мезо-Европы того же возраста, а с юга и юго-востока ограничен частями молодого Альпийско-Карпатского орогенного пояса Нео-Европы.

Географически Чешский массив выходит за границы Чехословакии и занимает часть Австрии, Западной и Восточной Германии и Польши. Его контуры напоминают ромб с выступом к северо-западу (Тюрингенский Лес).

Границы Чешского массива в большинстве случаев хорошо прослеживаются на поверхности и только в некоторых местах они выражены недостаточно отчетливо (см. фиг. 1). На западе массив отделяется серией сбросов от мезозойских пород Баварского плато (опущенный платформенный блок), фундамент которого был также полностью консолидирован в эпиварисцийское время. Выступ Тюрингенского Леса тоже ограничивается сбросами и образует горст по отношению к мезозою смежных плато (платформенных блоков). На северо-западе, в Саксонии, Чешский массив погружается под верхнепермские и нижнетриасовые трансгрессивно залегающие платформенные осадочные породы. Их южный контур имеет форму лопастной линии, следующей контуру эродированной трансгрессивной поверхности; отчетливые сбросы здесь отсутствуют. Граница массива на севере, где он постепенно погружается под верхнепермские, нижнетриасовые, и главным образом — под мощные четвертичные отложения, еще менее отчетлива и также имеет форму лопастной линии. Северо-восточная граница в Силезии, несмотря на наличие

[1] Термин *платформа* в данной работе используется в геотектоническом смысле, т. е. как синоним *кратона*.

молодых платформенных осадочных отложений, довольно отчетлива благодаря большому сбросу Одра, который проходит в пределах долины реки Одра в общем параллельно краевому Судетскому сбросу и северо-восточнее него. По этим сбросам Судетский (северо-восточный) горстоподобный участок Чешского массива был поднят над прилегающим плато с образованием Судетской и Предсудетской глыб (Й. Оберц). В фундаменте плато древние комплексы продолжаются к северо-востоку за сброс Одра (см. фиг. 1). Подобным же образом ранние структуры Чешского массива выходят за его современную границу и в других упомянутых выше районах.

На юго-западе, юге и юго-востоке граница между массивом и передовым прогибом Альпийско-Карпатской системы также вполне отчетливо прослеживается на поверхности; она связана с системой крутых сбросов. Сам контакт обеих структурных систем маскируется, однако, осадочными породами передового прогиба и флишевой зоны. С генетической и структурной точек зрения зона передового прогиба представляет собой связующее звено между более древней структурной системой Чешского массива и молодой складчатой Альпийско-Карпатской системой (эта связь будет детально рассмотрена в отдельной статье).

Чешский массив и его более широкое обрамление (за исключением районов, примыкающих с юга и юго-востока) представляет собой восточную часть молодой Западно-Европейской эпиварисцийской платформы, которая соответствует приблизительно Мезо-Европе Штилле. Глыба современного Чешского массива горстового типа представляет собой, по-видимому, наиболее жесткую консолидированную часть этой области. В то же время она имеет характер крупной платформенной (кратонической) структуры, образованной уже изначально как обширное структурное поднятие. Последнее настоящее складкообразование в пределах этой единицы отвечало варисцийскому тектогенезу, в процессе которого ее эволюция достигла стадии полной коровой консолидации. После этого ее внутренняя структура, подобно другим частям той же эпиварисцийской платформы, испытывала лишь структурное развитие платформенного типа. Эпиварисцийская консолидация («кратогенизация») в дальнейшем остается неизменной.

Смена варисцийской мобильности и тектогенеза на площади Чешского массива и окружающих его районов полной неоидной платформенной стабильностью явилась переломным моментом в геотектоническом развитии Центральной Европы. По нашему мнению, эта смена падает на внутрипермский интервал времени, когда произошли тектоно-палеогеографи-

ческие изменения, кульминация которых выразилась в заальских тектонических движениях. Поэтому границу варисцийской и неоидной эр мы приурочиваем к середине перми (в противоположность Штилле, который относит ее к началу триаса) и считаем заальский интервал введением в неоидное продолжение геосинклинального развития[1] Альпийско-Карпатской области и концом геосинклинально-орогенического — началом платформенного геотектонического развития внеальпийских площадей. Коротко мы можем назвать этот интервал *пермским геотектоническим переломным моментом*.

Эпиварисцийская коровая стабилизация (полнократоническое состояние) с характерными особенностями тектоники, магматизма и осадконакопления — наиболее важное отличие в геотектонической истории Чешского массива и Западных Карпат.

Поздневарисцийские и еще более молодые осадочные формации Чешского массива, в том числе формации неоидного Альпийско-Карпатского передового прогиба, были затронуты, как это следует из оставшейся неизменной платформенной стабильности Чешского массива, лишь слабыми тектоническими деформациями (а не складчатостью в полном смысле слова). После верхней перми эти движения явились лишь проявлением типично платформенного тектонического режима *(саксонская тектоника)*.

Помимо этого, после пермского переломного момента в пределах структурной единицы современного Чешского массива наметилась неизменная тенденция к поднятию, и для нее стало характерным относительное отсутствие осадконакопления и вулканизма; ее геологическая история отлична от истории не только Нео-Европы, но и других частей эпиварисцийской платформенной области. Соседние платформенные блоки в настоящее время обычно имеют характер плато, покрытых более или менее мощным и сплошным чехлом неоидных платформенных осадочных пород; частично они обладают чертами *синеклиз* (согласно русским геологам — большого интракратонического бассейна). На приподнятой части Чешского массива платформенный осадочный чехол хотя и развит, но очень слабо; даже изначально он был образован лишь в некоторых местах, а стратиграфически он очень тонок и прерывист. Поверхность массива сложена главным образом донеоидными формациями, в которых преобладают кристаллические сланцы различного возраста — от раннего протерозоя или архея (?) до варисцийского времени.

---

[1] Автор данной статьи считает термин *регенерация*, часто используемый в аналогичных случаях, неподходящим, вследствие его слишком двусмысленного характера, и поэтому старается не применять его.

Проблема границы с Альпийско-Карпатской системой

После пермского геотектонического переломного момента площадь Чешского массива вошла в качестве органической части в состав Западно-Европейской провинции эпиварисцийской коровой консолидации, т. е. молодой платформы (полного кратона) Мезо-Европы, которая представляет собой северное обрамление Средиземноморской геосинклинальной области (Нео-Тетис), т. е. современного Альпийского пояса (без его внешней зоны). Чешский массив занимает значительную часть его северного обрамления (форланд). Поэтому в неоидном развитии всей Центральной Европы, особенно Чехословакии, проявились следы взаимного влияния обеих столь различных геотектонических областей, особенно в их первичной граничной зоне. В пределах эпиварисцийской платформы никакой типичной геосинклинальной активности или реактивации в течение неоидного интервала времени не было. Частичная реактивация, а позже и структурные преобразования происходили, однако, в неоидное время на ее южной и юго-восточной перигеосинклинальной границе, т. е. в Центральной Европе, конкретно в пределах флишевой области Северных Альп и Западных Карпат, но не в области их неоидного передового прогиба. На ранних стадиях развития неоидной геосинклинальной области первоначальная краевая зона, т. е. переходное звено, была представлена фундаментом современной флишевой зоны Альп и Карпат.

Как отмечалось выше, южное и юго-восточное обрамление современного горста Чешского массива, т. е. районы, сложенные осадочными породами неоидного передового прогиба, которые по практическим и логическим соображениям обычно относятся все же к Альпийско-Карпатской системе, по своим тектоническим особенностям большей частью вполне аналогичны структурам платформенного чехла. Их древний фундамент, несомненно, образует часть Чешского массива, отделенную сбросами и опущенную в результате молодых движений. Довольно интенсивные деформации и развитие неплатформенных структур можно наблюдать в осадочных породах передового прогиба лишь в некоторых местах, т. е. в его внутреннем борту.

Совсем другая картина наблюдается, однако, в неоидных формациях флишевой зоны Восточных Альп и Западных Карпат. Породы этих формаций интенсивно смяты и дислоцированы, и даже их древний фундамент, который вначале относился скорее к платформе, был полностью вовлечен во время неоидной эры в зону молодого складкообразования; в связи с этим он также был частично подвергнут структурной перестройке.

В настоящее время неогеновый передовой прогиб в целом имеет характер структурного связующего звена между эпиварисцийской платформой и смежной неоидной складчатой системой. Донеоидное состояние и состав фундамента неоидных осадочных пород свидетельствуют о том, что не только передовой прогиб, но и флишевая зона Восточных Альп и Западных Карпат представляют собой погруженные области продолжения Чешского массива (см. статьи, в которых описываются Карпаты).

До начала тектонической активности, которая привела к опусканию флишевой зоны и осадконакоплению в ней, система Чешского массива простиралась к югу и юго-западу до тектонического шва первого порядка. Этот шов, установленный автором совместно с В. Зоубеком в 1958 г., был назван *Перипиенинским разломом*. Концепция, подобная излагаемой в данной статье (см. ниже), была недавно предложена Д. Андрусовым в его книге, 1958, том I и 1959, том II; в прошлом ее придерживались М. Лимановский (в 1922 г.) и З. Рот.

Указанная крупная система разломов играла большую роль в структурном и геологическом развитии всей Центральной и большей части Южной Европы. На площади, расположенной южнее этой системы, геосинклинальная активность, хотя иногда и очень слабая, сохранялась даже в неоидную эру (несмотря на варисцийский тектогенез).

Однако различия в развитии обеих областей становятся очевидными вследствие разницы не только в характере неоидных формаций, но и в составе палеозойского и докембрийского структурных этажей и Альпийско-Карпатского цоколя. Уже Ф. Э. Зюсс (F. E. Suess, 1931) обратил внимание на различия между древними кристаллическими комплексами Альп и смежными южными частями Чешского массива. В результате исследований В. Зоубека (V. Zoubek, 1936), так же как и недавних исследований того же автора и М. Машки, проведенных в Карпатах и частично в Восточных Альпах, были получены аналогичные данные, свидетельствующие, что Молданубикум и другие кристаллические зоны Чешского массива не продолжаются во внутренние Карпаты или в центральную зону Альп; они разделяются, по крайней мере частично, тектоническим швом.

В настоящее время невозможно установить природу границы двух различных провинций древнего (донеоидного) цоколя. Она перекрыта более молодыми комплексами пород зоны сопряжения внешних и внутренних Карпат. Согласно всем геологическим и геофизическим явлениям, которые фиксируются на границе и поблизости от нее, эта граница имеет характер регионального линеамента (или двух сливающихся

линеаментов), падающего к югу и представляющего, вероятнее всего, зону взаимосвязанных глубоких разломов. Этот шов, существующий в настоящее время только на глубине, не сечет неоидный чехол до современной поверхности. Он может быть спроектирован на поверхность в виде линии, образующей снаружи, большей частью не на очень большом расстоянии, северную границу современной внутренней зоны клиппов пиенинского мезозоя, от которой произошло название разлома.

По нашему мнению, этот разлом был именно тем фактором, с которым связано происхождение специфического «линейного» узкого бассейна осадконакопления (к югу от него образовались более ранние породы мезозойской «клипповой» области), так же как и происхождение замечательной по стилю складчатости (стиль клиппов), образовавшейся в более позднее, т. е. палеогеновое, время. Внедрение магмы, которое происходило в различные геотектонические циклы и привело к образованию докембрийских гранитоидов (мезоортогнейсов), автометаморфизованных зеленых гранитов и микрогранитов, верхнепермских кварцевых порфиров, триасовых мелафиров, верхнемеловых авгититов и третичных вулканогенных пород, встречающихся в районах Банова, Дунайца и Вигорлата, также связывается с зоной Перипиенинского разлома или с соседними с ней районами.

Существование разлома и направление его падения подтверждается также новой сейсмологической картой Чехословакии. Сейсмическая активность свидетельствует, что разлом, хотя и слабо, но тектонически «живет» до сих пор.

Перечисленные факты позволяют сделать заключение, что Перипиенинский разлом имеет региональную протяженность, достигает больших глубин, был заложен в докембрийское или, возможно, в раннепротерозойское время и представляет собой долгоживущую структуру. В результате неоидной деформации зона разлома гораздо сильнее изогнута к северу в современной мегаструктуре Карпат, чем в донеоидной структуре.

Продолжение Перипиенинского разлома к западу (в Австрию) и к востоку (в Румынию) имеет большое значение не только для Карпат, но и для тектонического развития и структуры всей Центральной и значительной части Южной Европы[1]. Будучи заложен на большой глубине и отличаясь длительной жизнедеятельностью, он существовал как геотектоническая и палеогеографическая граница первого порядка

[1] Устанавливаемый авторами разлом между Чехословакией и Румынией пересекает советское Закарпатье, где ряд советских исследователей также проводит линию глубинного разлома вдоль «утесовой зоны» южного склона Карпат. — *Прим. ред.*

не только в альпийскую, но и в варисцийскую, каледонскую и ассинтскую эры.

Геотектоническое развитие областей, расположенных по ту и другую сторону разлома, и соответствующее ему региональное развитие магматизма и металлогении носило различный характер с древних времен. Рассматриваемый шов отделяет обширную область с древними массивами, горстами (например, Чешским массивом, Оденвальдом, Спессартом, Шварцвальдом, Вогезами, массивом Центрального плато и т. д.) от области, в которой находятся кристаллические комплексы, отличающиеся другой природой и развитием (типа Словацкой глыбы), — центральная зона Восточных Альп, Трансильванский блок (Muntii Apuseni), кристаллический древний цоколь Паннонии и т. д.

СТРУКТУРНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

Вертикальное структурное подразделение Чешского массива

Глыба Чешского массива, будучи составной частью эпиварисцийской платформы Мезо-Европейского кратона, представляет собой структуру, в вертикальном сечении состоящую в общем из двух единиц: неоидного *платформенного чехла* и *фундамента платформы,* консолидированного варисцийским тектогенезом. Мы считаем заальское несогласие (или перерыв в некоторых местах), связанное с упомянутым выше интервалом времени заальской тектоники, границей между этими двумя важнейшими структурными единицами.

Термин *фундамент* используется в этой статье для обозначения полнократонического основания неоидных платформенных осадочных пород на чехословацкой территории, т. е. только для донеоидного основания Чешского массива. Донеоидное основание Карпат, особенно южнее Перипиенинского разлома, называется *древним,* или *донеоидным, основанием.* Используя эти два различных термина, мы хотим отразить разницу в степени консолидации обеих областей в эпиварисцийское время.

Мы считаем платформенный чехол самым верхним структурным этажом Чешского массива, его платформенной суперструктурой в неоидную эру. В этой суперструктуре в свою очередь может быть выделен ряд структурных ярусов (подэтажей) и подъярусов. На нашей карте мы выделяем три структурных яруса: верхний (включающий молодые породы $Pg_3 - N$); средний $Cr_2^{cm-cn} + Cr_3$[1], недавно выделенный

[1] Авторы принимают трехчленное деление меловой системы, выделяя средний мел в составе альба, сеномана и турона. — *Прим. ред.*

в бассейнах Южной Чехии) и нижний (P_2, T; вблизи Лаузицкого сброса также J).

Выделение этих структурных ярусов отражает отдельные фазы платформенного развития Чешского массива, сопровождавшиеся образованием осадочных формаций, а частично также магматических комплексов типично платформенного типа. Три главных структурных яруса грубо соответствуют трем главным стадиям развития неоидной тектонической системы Западных Карпат.

Платформенный фундамент Чешского массива в настоящее время также может быть принят за единый структурный этаж. Однако, учитывая его длительное историческое развитие, мы выделяем несколько структурных этажей (точнее, ранее существовавших структурных этажей), а в их пределах выделяем еще более мелкие структурные подразделения.

Фундамент сложен осадочными и вулканогенными формациями (с рядом интрузивных комплексов), которые соответствуют нескольким геотектоническим эрам. Кроме конечной или постоянной варисцийской консолидации, в развитии фундамента сыграли свою роль несколько частных доварисцийских консолидаций. На площади Чешского массива доварисцийские «консолидации» не приводили к ликвидации геосинклинального режима. Поэтому в данной области они не сменялись условиями, которые вели к образованию каких-либо типичных платформенных формаций, осадочных или вулканогенных. После каждой частной консолидации снова образовывались формации настоящего геосинклинального типа. С нашей точки зрения, это представляет собой следствие стадийного характера геосинклинального корового развития; в особых и крайних случаях мы характеризуем его так же, как *геосинклинальное возобновление*, в противоположность *геосинклинальной регенерации*, которая с генетической точки зрения имеет другое и более крайнее значение.

Комплексы пород, образовавшиеся на площади Чешского массива в течение отдельных геотектонических эр, мы относим к отдельным структурным этажам эпиварисцийского фундамента (в упомянутом структурном смысле). Наиболее ранний структурный этаж — молданубский, после него следуют ассинтский (или байкальский), каледонский и варисцийский. Доварисцийские структурные этажи на нашей карте не подразделяются на структурные ярусы; в некоторых случаях об их подразделении упоминается в тексте.

Варисцийский структурный этаж фундамента подразделяется на карте на три структурных яруса. В тексте иногда идет речь (см. последующие статьи) также о более дробном их подразделении (подъярусах).

На территории Чехословакии нижний структурный ярус включает, по нашей концепции, осадочные и магматические породы девонского или еще более раннего возраста (не включенные в каледонский структурный этаж). Площади, в пределах которых резко выражен варисцийский метаморфизм пород, выделены особыми условными знаками. Средний структурный ярус включает породы и формации карбона. В него не входят осадочные породы стефанского возраста и астурийские и позднеастурийские магматические образования (на карте интрузивные породы обозначены как варисцийские гранитоиды: вулканогенные породы выделены лишь частично, большая же их часть включена в осадочные формации). Мы присоединяем эти магматиты и наиболее молодые осадочные породы к верхнему структурному ярусу. Поэтому последний включает геологические формации, образовавшиеся в верхнем карбоне (C_3) и нижней перми (P_1).

С исторической последовательностью формирования отдельных структурных этажей (возможно, также с частичным взаимным «проникновением» некоторых их членов) связывается вопрос о возобновлении складкообразования, «переработке», иногда даже метаморфической неоминерализации пород, относящихся к более ранним структурным подразделениям. Их расшифровка более детально приводится в объяснении условных знаков карты и во «Введении». Также и в отношении выделения структурных подразделений мы прежде всего отсылаем читателя к карте и ее легенде.

Подразделению структуры Чешского массива в вертикальном сечении в прошлом уделялось меньше внимания, чем его территориальному подразделению. Тем не менее были выдвинуты некоторые важные концепции (например, С. Бубновым, Р. Кеттнером, О. Кодымом, Г. Штилле, К. Заплеталом), от которых наша современная концепция отличается лишь в некоторых вопросах. К спорным вопросам относятся, например, положения границы платформенного фундамента и платформенного чехла, определение временной границы между средним варисцийским структурным ярусом и верхним и т. д.

Территориальное структурное подразделение Чешского массива

Для территориального подразделения Чешского массива могут быть использованы различные принципы и критерии. Так, можно подразделить его на основе конечного (платформенного) структурного плана неоидного времени или согласно рассмотренной системе подразделения Чешского массива

в вертикальном направлении, т. е. согласно пространственному распределению структурных этажей различного возраста, отображенному на карте.

Территория современного Чешского массива, особенно его восточной и юго-восточной частей, обладает рядом специфических особенностей, благодаря которым он выходит за рамки любой обычной схемы, используемой для территориального подразделения орогенных систем (например, схемы Ф. Космата для европейских варисцид, схемы Э. Крауса и др.).

В настоящей работе в качестве главного критерия, на котором основано территориальное деление Чешского массива, принят варисцийский структурный план. Общая основа для подобного подразделения была детально разработана М. Машкой, а в процессе работы над тектонической картой дополнена в конкретных случаях В. Зоубеком. Помимо указанного главного критерия, приняты во внимание также платформенные структуры, сформировавшиеся в пределах Чешского массива в неоидную эру, точно так же как его доварисцийские структуры и история.

При территориальном подразделении Чешского массива мы исходили из его историко-тектонического, геотектонического и палеогеографического развития, учитывая данные В. Зоубека, касающиеся метаморфических провинций и районов, зональности метаморфизма, метаморфических фаций, ретроградного метаморфизма, гранитизации и мигматизации.

С нашей точки зрения, структурный план Чешского массива в целом причинно связан с ассинтским тектоническим каркасом и сформировался в общем на его основе. Варисцийский структурный план унаследовал многие особенности ассинтского плана (хорошо известный свод Чешского массива), в некоторых частях дополненного каледонскими элементами. Варисцийский тектогенез проявился по всей площади Чешского массива; его внутренние части были затронуты относительно меньше (*германотипные* и *медиотипные* деформации), чем его северо-западная, северо-восточная и восточная части.

Мы предполагаем, что краевая зона Варисцикума, зона настоящего передового прогиба, не достигает ни чехословацкой территории, ни Чешского массива. Весь Чешский массив соответствует тектонически подвижной зоне sensu stricto и включает области типа Паннонской межгорной стабильной глыбы и (за исключением больших пологих и горизонтальных надвигов) внутренней Карпатской флишевой зон Западно-Карпатской системы. Части Чешского массива, интенсивно смятые в результате варисцийского тектогенеза, — компоненты той же (северной) ветви варисцид Центральной Европы. Их южная ветвь не подвергалась варисцийской постоянной

консолидации. В настоящее время она охватывает часть структур Карпат и Альп. Уже в варисцийскую эру она была отделена от северной ветви зоной тектонических единиц имеющих характер межгорных стабильных или квазистабильных глыб (Чешская глыба, Моравская глыба Бруннии, Северо-Словацкая глыба). С нашей точки зрения, Верхне-Силезский бассейн представляет собой межгорную депрессию, проявляющую некоторые особенности передового прогиба. Мы считаем доварисцийскую Моравскую глыбу, лежащую в основании большей части этой депрессии и непрерывно продолжающуюся к юго-западу (приблизительно охватывающую область Бруннии, согласно терминологии Заплетала), единицей, относящейся к категории межгорных стабильных глыб (квазистабильных глыб), которые обладают, однако, некоторыми особенностями форланда. Эти и другие аномалии в общем типичны для северо-восточной и восточной частей Чешского массива.

Согласно этим принципам, мы подразделяем варисцийский фундамент Чешского массива (см. тектоническую карту, ее легенду и последующий текст) на систему тектонических территориальных единиц различного порядка (см. тектоническую схему, фиг. 1).

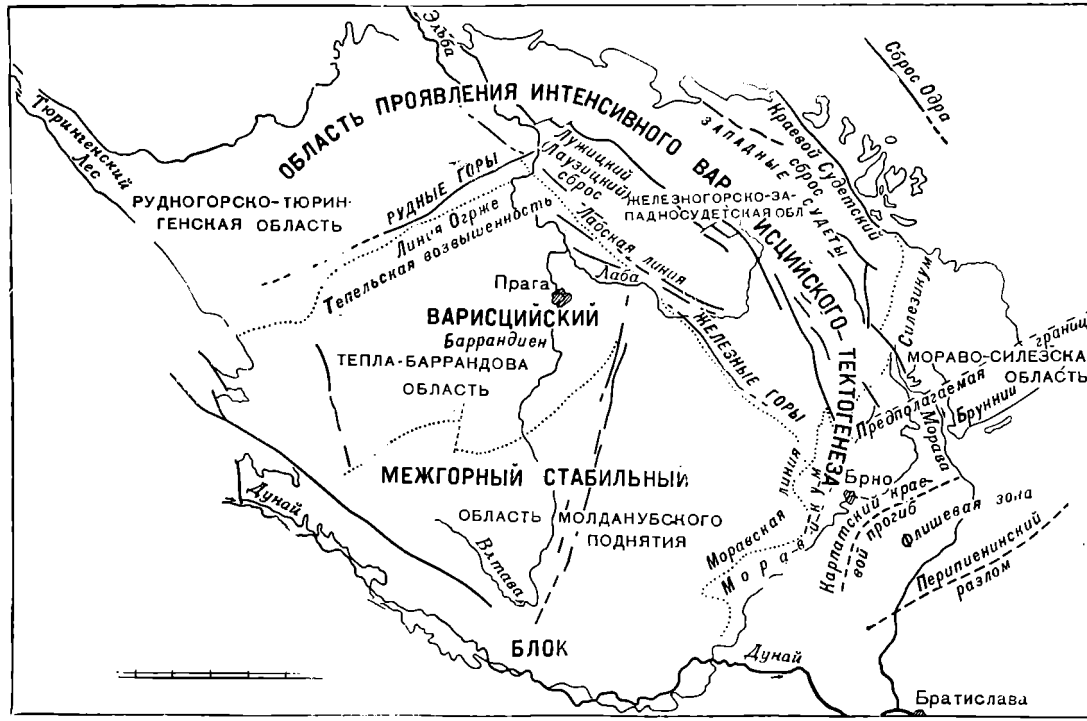
На территории Чешского массива мы различаем две структурно-территориальные единицы первого порядка:

I. Область Чешской межгорной глыбы и свободно сочлененной с ней Моравской глыбы.

II. Область проявления более интенсивного варисцийского тектогенеза.

Ниже мы будем называть область Чешской межгорной стабильной глыбы в соответствии с ее современным обликом также Тепла-Молданубской глыбой. Она представляет, однако, только восточную часть первично обширной и сплошной Чешско-Рейнской межгорной стабильной глыбы.

Область Тепла-Молданубской глыбы ограничивается линией Огрже на севере, Лабской линией (немецкая линия Эльбы) — на северо-востоке и Моравской линией — на востоке. Фактически границы представлены переходными зонами, а не четко выраженными линиями. Моравская глыба, Брунния, не выделенная на карте по техническим причинам, вместе с окружающими районами и варисцийским и неоидным чехлом присоединена (только картографически) к области проявления более интенсивного варисцийского тектогенеза. Моравская глыба отличается от Чешской специфическим характером и отсутствием интенсивного варисцийского сбрсообразования, более интенсивной доастурийской складчатости и варисцийских гранитоидных интрузий.



Фиг. 1. Схема тектонического подразделения Чешского массива (М. Машка и В. Зоубек, 1959).

Для площади, на которой проявлен весьма интенсивный варисцийский тектогенез, характерен, кроме варисцийских складчатых структур, варисцийский метаморфизм, происходивший в некоторых зонах; в доварисцийских комплексах он выразился в частичной «переработке» вплоть до метаморфической неоминерализации (часто ретроградной природы; диафторез).

Две главные тектонические единицы подразделяются более дробно, исходя из особенностей структур и геотектонического развития отдельных их частей. Эти более мелкие единицы обозначаются как «районы» (в тектоническом смысле).

Область Чешской глыбы состоит из двух тектонических территориальных единиц второго порядка: района Молданубского поднятия и Тепла-Баррандовой области, которые вместе образуют Тепла-Молданубскую глыбу. Площадь проявления интенсивной варисцийской деформации состоит из трех аналогичных единиц — Рудногорско-Тюрингенского и Железногорско-Западносудетского районов и зоны Моравикум-Силезикум. Брунния, Верхне-Силезский бассейн и т. д. объединяются на карте вместе с зоной Моравикум — Силезикум в Мораво-Силезский район.

Главный критерий, который был использован нами при подразделении Чешского массива и определении границ между отдельными районами (соответствующих настоящей стадии исследования), детально рассматривается в специальных статьях. Естественно, что границы в значительной мере идеализированы, а их положение в некоторых местах условно. Насколько это было возможно, мы опирались на естественные отчетливые структурные линии или геологические переходные зоны, в которых происходит явное изменение структурного плана. Одной из главных границ подобного рода служит Лабская линия. Однако в отличие от некоторых геологов (например, Г. Штилле, Э. Краус и др.) мы считаем ее в геотектоническом отношении гораздо менее важной. Кроме того, Лабская линия протягивается нами дальше к юго-западу от Железных гор.

В пределах районов мы выделяем, насколько это необходимо подрайоны или зоны, в тектоническом строении которых в свою очередь выделяем единичные структуры (антиклинории, синклинории, купола, депрессии) или участки и подзоны.

Подразделение Чешского массива неоднократно производилось с различных точек зрения как чехословацкими, так и иностранными геологами. Этот вопрос — предмет длительной дискуссии, продолжающейся около 100 лет. Развитие взглядов на структуру Чешского массива неразрывно связано с

глубоким расхождением мнений относительно одно- или двустороннего характера варисцийской орогенной структуры Чешского массива, существования или отсутствия варисцийской межгорной стабильной глыбы, возраста метаморфизма зоны Молданубикума (sensu stricto) и так называемой Судетской дуги.

Из чехословацких ученых после классиков, например Яна Крейчи, эти и связанные с ними вопросы продолжали изучать следующие геологи: Й. Ян, Р. Кеттнер (ряд фундаментальных работ), О. Кодым, Я. Коутек, Й. Кратохвил, А. Матейка, Р. Сокол, Й. Ульрих, Й. Волдржих, К. Заплетал (многочисленные обобщающие статьи по территории Чешского массива и более обширной области), В. Зеленка и В. Зоубек. Их концепции частично отражены также в серии геологических карт Чехословакии и в тектонических схемах.

После 1945 г. общая проблема Чешского массива была предметом интенсивного изучения, особенно со стороны О. Кодыма и К. Заплетала, в большой степени также Й. Свободы и В. Зоубека, а позже и других геологов. В настоящее время частными вопросами занимаются довольно много геологов.

На основные проблемы постоянно обращали внимание многие иностранные геологи, особенно немецкие и австрийские. Классические концепции Э. Зюсса (изложенные особенно в его труде «Лик Земли») разрабатывали в этом веке многие ученые, из которых здесь необходимо назвать следующих: Э. Бедерке, С. Бубнова, Г. Клооса, А. Демея, Г. Фишера, Г. Р. Гертнера, Л. Кобера, Л. Кёльбеля, Ф. Коссмата, М. Ксёнжкевича, Э. Крауса, Р. Лепсиуса, М. Лимановского, Й. Новака, Й. Оберца, К. Паттейского, В. Петрашека, К. Питча, К. Прецлика, Я. Самсоновича, Г. Шольтца, Г. Штилле, Ф. Э. Зюсса, Г. Тейссейра, А. Вацнауэра, Л. Вальдмана и А. Вурма. Анализу и синтезу упомянутых проблем больше всего внимания уделяли Ф. Э. Зюсс, Г. Штилле и С. Бубнов; концепции Зюсса и Штилле служат примером «тезиса и антитезиса».

В течение последних 25 лет концепция двухстороннего варисцийского орогена на территории Чешского массива, более или менее видоизмененная, была, по существу, общепризнанной в литературе. Она особенно поддерживалась авторами тектонических синтезов, например Э. Краусом (особенно в последние годы), С. Бубновым (ср. его франко-подольский хребет и объединение им Верхне-Силезского бассейна с карбоновым морем Средиземноморья) и Г. Штилле (*Allemanischer Scheitel* и *Antirhenidische Moraviden*).

В последние годы развитие преимущественно тех же идей шло по пути новых вариантов более ранней концепции О. Кодыма (ст.), в настоящее время наиболее известной в Чехословакии, новых схем К. Заплетала и схемы Г. Штилле (предложенной в 1951 г. и развитой в 1953 и 1958 гг.).

Г. Штилле считает глыбу Чешского массива восточным окончанием двустороннего варисцийского орогена, который образует крупную куполообразную складку или брахискладку в северо-восточной части Чешского массива. На территории Чешского массива он выделяет следующие единицы: 1) варисцийскую межгорную область (внутреннее ядро, согласно Г. Штилле); 2) внутренний Варисцикум; 3) внешний Варисцикум, или Субварисцикум. К внутреннему ядру он относит Лугоданубикум, т. е. намного большую территорию, чем это допускается нашей схемой. Наше географическое определение границ межгорной устойчивой глыбы совпадает в общем с предложенными Г. Штилле границами, за исключением области Лугикума и определения положения Лабской линии. В области «внутренней зоны» на северо-западе и западе Чешского массива Г. Штилле различает северную и южную ветви (на востоке и юго-востоке). Северная ветвь представляет часть Ренид и включает зону Саксотюрингикума (образованную в судетскую тектоническую фазу) и небольшую площадь в Лаузице, формирование которой связано с бретонскими движениями. Южная ветвь (часть Антиренид) сложена внутренними Моравидами, консолидированными бретонским тектогенезом. По концепции Штилле, продолжение этой ветви окаймляет весь южный край Лугоданубикума и связывается с палеозоем южного Шварцвальда, смятым и метаморфизованным в варисцийское время. Согласно его гипотезе, Субморавиды, включающие нижний карбон и более молодые отложения Верхне-Силезского бассейна, относятся к зоне передового прогиба варисцид (Субварисцикум). Осадки этого бассейна покоятся большей частью на другой единице типа межгорной стабильной глыбы, которую Штилле назвал Вистуликум; он относит к этой единице также большую часть массива Свентокшиских гор в Польше.

О. Кодым в своей последней статье (1958, Сборник SAV[1]) считает Чешский массив двусторонним варисцийским орогеном с большим межгорным стабильным блоком. Он различает область межгорной стабильной глыбы, или центральную область (включающую Западные Судеты и Фихтельгорско-Рудногорскую зону), северо-западную ветвь собственно варисцид, т. е. Саксоно-Тюрингенскую область (без гор Рудных и Фихтель) и Мораво-Силезскую область как противопо-

[1] Словацкой Академии наук. — *Прим. ред.*

ложную часть. Согласно концепции О. Кодыма, варисцийская межгорная стабильная глыба имеет, таким образом, еще больший объем, чем это предполагал Г. Штилле (Лугоданубикум). Кодым подразделил ее на молданубскую, ассинтскую (включая горы Рудные и Фихтель) и каледонскую единицы; первые две единицы автор назвал Чешским ядром. В пределах ассинтской единицы он различает Рудногорскую систему, Баррандово-Железногорскую зону и кристаллический комплекс Кутной горы. Рудногорская система включает, кроме гор Рудных и Фихтель, район Домажлице, Чешский Лес, Баварский Лес, площадь альгонка Западной Чехии, Тепельские горы и основание Чешских Средних гор. К каледонской единице он относит, кроме Западных Судет и основания мелового бассейна, «внешние филлиты» Дыйского и Свратецкого куполов и глинский палеозой.

Менее законченный вид имеет новая схема, предложенная К. Заплеталом. Он дает общее структурное подразделение территории Чехословакии, рассматривая ее на фоне структуры европейского континента. Его недавние работы способствуют дальнейшему разъяснению некоторых важных вопросов, которые он рассматривал уже ранее; такими вопросами являются, например, отношение Молданубикума к Моравикуму, положение Молданубикума внутри Варисцикума, значение варисцийской межгорной стабильной глыбы, определение важной доварисцийской тектонической единицы Брунии, западных границ Силезикума и др. В своей общей концепции структуры Чешского массива Заплетал придерживается промежуточной точки зрения между концепциями односторонней и двусторонней структуры.

В нашей схеме структуры Чешского массива учитываются многие соображения как названных, так и других авторов.

К современным схемам следует добавить схему Д. Андрусова (1958, стр. 80), представленную в его монографии, в которой рассматриваются Чехословацкие Карпаты. Схема Д. Андрусова в значительной степени оригинальна, но в ряде случаев она основана на меньшем фактическом материале, чем схемы, упомянутые выше. Автор пытается решить вопрос о недостаточно известном продолжении структуры Чешского массива под Внешние Карпаты и представляет оригинальную схему их реконструированного донеоидного структурного плана.

ВАРИСЦИЙСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЧЕШСКОГО МАССИВА И ИХ РАЗВИТИЕ

М. Машка, В. Зоубек

ОБЛАСТЬ ВАРИСЦИЙСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ГЛЫБЫ

Область Молданубского поднятия

Эта область представляет собой наиболее древнюю и жесткую часть Чешского массива, которая с альгонкского[1] времени не подвергалась в значительных масштабах морской трансгрессии, так же как воздействию внутренней (региональной) деформации. В варисцийское время образовались лишь некоторые континентальные верхнепалеозойские (стефанские + нижнепермские) осадочные породы (в Бланицком грабене), но большие площади были заняты варисцийскими плутонами. Географически область включает большую часть Чешско-Моравской возвышенности, Шумавы и прилегающие части Баварии (Баварский Лес) и Австрии (Вальдфиртель и Мюльфиртель). В современной платформенной структуре Мезо-Европы она имеет характер структурного и морфологического поднятия, которое проявилось уже в варисцийское (особенно эпиварисцийское) время, а в значительной степени и раньше. История исследований, проведенных в этой области до 1957 г., и обзор взглядов на ее тектоническое развитие приводится в книге А. Дудека (A. Dudek, 1958).

Абсолютно преобладающая составная часть этой области, определяющая ее особенности, образует так называемый Молданубикум, который в южной половине Чешского массива обладает чертами его «ядра». Даже в том случае, если говорить о времени формирования главной внутренней структуры (складчатой структуры и других первичных структур) и возрасте метаморфизма, Молданубское ядро древнее альгонка средней Чехии и стратиграфически, вероятнее всего, соответствует наиболее раннему протерозою; нельзя также полностью исключить возможность отнесения его к самому позднему архею. На северо-востоке и востоке к Молданубскому ядру структурно присоединяются периферийные части более молодого и слабее метаморфизованного кутногорско-

---

[1] Этот термин в данной работе повсюду используется sensu stricto для обозначения верхнего протерозоя, т. е. согласно применению в Чехословакии в соответствии с предложением А. Лоусона (1913 г.) и рекомендацией Г. Штилле (1958 г.).

свратецкого кристаллического комплекса (по Лабской и Моравской линиям). Последний может стратиграфически относиться к протерозою и быть древнее альгонка центральной Чехии или эквивалентом его нижних членов. Кроме того, для кутногорской части этого кристаллического комплекса не исключена более тесная стратиграфическая, тектоническая и метаморфическая связь с молданубской серией (с ее слюдисто-сланцевыми зонами), чем с кристаллическими сланцами Свратецкой антиклинали.

Площадь Молданубского поднятия граничит на северо-западе с Тепла-Баррандовой областью; граница по большей части замаскирована интрузиями Среднечешского плутона. Граница с Железногорско-Западносудетской областью на северо-востоке проходит по Лабской линии и южному краю кристаллического комплекса Свратецкой антиклинали. Прежде вся площадь, сложенная кутногорско-свратецким кристаллическим комплексом, относилась к Молданубикуму и считалась его неотделимой частью (Ф. Э. Зюсс и др.). Мы не относим площади, расположенные за вышеупомянутой границей, к Молданубской области вследствие стратиграфических и структурных отличий (выявленных после недавних исследований К. Бенеша) и того факта, что упомянутые части кутногорско-свратецкого кристаллического комплекса были включены более молодым тектогенезом (каледонским, варисцийским) в состав Железногорско-Западносудетской области. Мнения о стратиграфической, тектонической и метаморфической независимости кутногорско-свратецкого кристаллического комплекса придерживаются Я. Коутек, О. Кодым (ст.) и Й. Свобода; они подчеркивают различия в степени метаморфизма и в природе синкинематических гранитоидов. На востоке площадь Молданубского поднятия соприкасается с Моравскими куполами Мораво-Силезской области через краевую, не совсем непрерывную слюдисто-сланцевую зону, которая может являться структурным и стратиграфическим эвивалентом свратецкого кристаллического комплекса. Фактическая граница проходит по линии, которую Ф. Э. Зюсс считал большим горизонтальным надвигом Молданубикума на Моравикум (Молданубский надвиг); с учетом более поздней интерпретации К. Заплетала и других геологов, мы считаем более подходящим негенетический термин *Моравская линия*. На юге современной поверхности Молданубикум примыкает главным образом по крутым сбросам к осадочным формациям периальпийской молассовой депрессии. Он продолжается, однако, в фундаменте молассовой и северной Альпийской флишевой зоны еще далее к югу, до западного продолжения Перипиенинского разлома. К востоку молданубский кристаллический комплекс распространяется, вероятно,

вплоть до района, расположенного западнее возвышенности Вашберг (около 25 *км* к северо-востоку от Вены). В областях, расположенных на западе, стратиграфическими и метаморфическими эквивалентами Молданубикума, согласно Ф. Э. Зюссу и другим исследователям, можно считать аналогичные кристаллические сланцы Шварцвальда, Вогезов и частично Французского Центрального плато. На этом основана идея о существовании непрерывной внутренней зоны западноевропейских варисцид (Молданубская зона), которую первоначально образовывал кристаллический комплекс молданубского типа. Эта концепция может быть использована даже в настоящее время, хотя и с некоторыми изменениями. Последние касаются того, что упомянутые древние глыбы кристаллических сланцев молданубского типа представляют собой остатки доассинтской сильно консолидированной зоны, которая была окружена метаморфизованными и интенсивно смятыми ассинтскими комплексами (зоной). В процессе образования и развития варисцийской геосинклинальной области произошло частичное расщепление и реактивация этой сложной зоны, внедрение больших варисцийских плутонов и объединение во внутреннюю зону западноевропейских варисцид (Мезо-Европа).

Помимо области Молданубского поднятия, некоторые части кристаллического комплекса молданубского типа также были включены как древние ядра в ассинтско-варисцийские структуры Тепла-Баррандовой системы, где они выходят на поверхность главным образом в области развития кордиеритовых гнейсов Чешского Леса, в гранулитовом комплексе[1] погребенного основания Чешских Средних гор (средняя Чехия) и в Рудногорско-Тюрингенской области (Саксонский «гранулитовый массив»).

Единица Совьих гор в Западносудетской области, будучи сложенной кристаллическим комплексом, вполне подобным молданубской серии[2] (см. ниже), очевидно, также относится к этой категории.

Само Молданубское ядро сложено главным образом породами молданубской серии, т. е. породами, относящимися к катаметаморфическому, частично мезометаморфическому и

---

[1] Этот комплекс недавно установил Л. Копецки в глубоких скважинах. В Чехословакии гранулитами называют породы лептитового ряда.

[2] Термин *серия* используется в чехословацкой геологической литературе для обозначения основной единицы местной стратиграфической колонки, т. е. так же, как в немецкой, французской и русской литературе. В этом смысле термин *серия* используется и в данной статье, а также и в последующих статьях. Он наиболее часто употребляется для обозначения генетически однородных комплексов метаморфизованных осадочных пород и достаточно мощных немых стратиграфических единиц.

в некоторых случаях интенсивно гранитизированному докембрийскому комплексу, имевшему большую первоначальную мощность. Этот комплекс в настоящее время изучен В. Чехом, А. Дудеком, В. Гейтманом, Й. Калашеком, О. Кодымом (мл.), Д. Немецем, М. Суком, Й. Вайссом, К. Заплеталом и др.

Другая важная составная часть Молданубского ядра — более молодой интрузивный комплекс, представленный большими варисцийскими массивами гранитоидов, которые окружены широкими (до нескольких километров) ореолами кордиеритовых гнейсов и посткинематических (варисцийских) мигматитов.

В некоторых частях площади, сложенной породами молданубской серии, сохранились зоны более слабого метаморфизма (зоны слюдяных сланцев Шумавы, средней и южной частей Чешско-Моравской возвышенности); не исключено, что к ним относятся даже зона Ратае и слюдисто-сланцевая Кутногорская область. Эти зоны часто считались продуктом ретроградного метаморфизма, но новые исследования показали, что они представляют собой остатки первичной зоны метаморфизма, находившейся на меньшей глубине.

Первоначально молданубская серия представляла собой типичный геосинклинальный комплекс осадочных и переслаивающихся с ними вулканических пород, достигающих большой мощности (по крайней мере, нескольких километров). В ней можно выделить две литологически различные частные серии — *пеструю* и *монотонную*. Пестрый комплекс характеризуется обильными прослоями карбонатных, графитовых, кварцевых и вулканических пород (метабазитов — амфиболитов) в парагнейсах, которые произошли из пелитовых и пелито-псаммитовых осадков. Монотонный комплекс соответствует в основном пелитовым осадкам и почти не содержит прослойков; возможно, что монотонный комплекс в действительности состоит из двух стратиграфически различных комплексов (покрывающего и подстилающего пестрый комплекс). Особый член молданубской серии представлен сильно дифференцированным, по происхождению преимущественно эффузивным комплексом, сложенным кислыми (современными «гранулитами») и основными (амфиболитами), вплоть до ультраосновных (серпентинитов) породами; вследствие наиболее широкого развития в нем соответствующих пород мы называем этот комплекс *гранулитовой формацией*. Его стратиграфическое отношение к пестрой и монотонной сериям до сих пор, однако, не везде определено. Иногда он непосредственно подстилает пестрый комплекс с графитовыми месторождениями, как, например, на восточном краю гранулитового массива Бланского Леса и южной Чехии. В этом районе

наблюдается следующая последовательность (снизу вверх): гранулиты — серпентиниты — пестрые породы, содержащие графитовые и карбонатные породы, — амфиболиты (V. Zoubek, 1946). Местами, очевидно, гранулитовая формация находится даже внутри монотонной серии. Еще неясно, является ли такое соотношение следствием несогласного залегания верхнего пестрого комплекса на более древней монотонной серии с гранулитами латерального перехода пестрого комплекса в монотонный комплекс, или периодической «гранулитовой» вулканической деятельности, проявившейся в нескольких стратиграфических горизонтах.

К характерной литологической фациальной особенности монотонного молданубского комплекса относится присутствие караваеподобных образований, сложенных кальцит-силикатными породами (*эрлан*) и имеющих размеры, измеряемые в большинстве случаев дециметрами. Эти образования типичны для кристаллических сланцев молданубского типа почти во всех вышеупомянутых областях (*варисцийских горстах*), т. е. в Молданубикуме sensu stricto (см., например, V. Zoubek, 1929), в Молданубском ядре метаморфизованных альгонкских пород Чешского Леса, в Шварцвальде и Вогезах. Они представляют собой обогащенные карбонатом конкреции в осадочных породах Молданубской геосинклинали.

Кутногорско-свратецкий кристаллический комплекс, который на основании его стратиграфического положения был исключен современными геологами из молданубской серии, исключается из Молданубикума и с тектонических позиций. Кристаллические сланцы этой площади отличаются от сланцев Молданубикума более слабым метаморфизмом (слюдяные сланцы, слюдисто-сланцевые гнейсы, двуслюдяные ортогнейсы); они включают кристаллический комплекс Кутной горы (Я. Коутек), Свратецкой антиклинали (Ф. Э. Зюсс) и, по крайней мере частично, даже зону слюдяных сланцев, находящуюся на границе между Молданубикумом и куполами Моравской зоны [О. Кодым (ст.)], которая иногда ошибочно считалась продуктом диафтореза, проявившегося в процессе предполагавшегося молданубского надвигообразования. Обе эти интерпретации уже были опровергнуты К. Заплеталом в начале 1923 г. По своему литологическому составу большая часть этого кристаллического комплекса очень напоминает пеструю серию Молданубикума; в небольшом количестве он содержит даже породы «гранулитовой формации». В настоящее время кристаллический комплекс особенно усиленно изучают К. Бенеш, З. Мисарж и И. Лосерт. На основании данных структурного анализа, проведенного К. Бенешем (неопубликованные данные), в кристаллическом комплексе Свратецкой антиклинали установлено, что главная структурная

граница между молданубской серией и нижним ассинтским структурным этажом приурочена к основанию свратецкой кристаллической серии. Из этого следует стратиграфическое отличие свратецкой единицы, которое на основании региональных особенностей допускалось также О. Кодымом и Й. Свободой, и, кроме того, существование большого стратиграфического перерыва и несогласия между молданубской и ассинтской сериями. Стратиграфическое и структурное положение Кутногорской кристаллической площади еще не расшифровано.

Аналогично, основываясь на различиях в степени метаморфизма, на внутренней структуре, магматизме и других особенностях, можно сделать вывод о наличии большого несогласия между молданубской серией и альгонком средней Чехии; в настоящее время оно маскируется Среднечешским плутоном.

Этому несогласию соответствует интенсивное складкообразование, сопровождавшееся сильным метаморфизмом и иногда синкинематической мигматизацией. До определения абсолютного возраста и проведения надежной корреляции с другими районами мы будем предварительно называть эту складчатость *молданубской складчатостью* (тектогенезом). По времени проявления она может приблизительно соответствовать карельской или альгонкской складчатости. В какой-то степени можно предположить, что мы имеем здесь дело со сложным процессом, относящимся к раннепротерозойскому тектогенезу, который происходил перед большим внутрипротерозойским геотектоническим поворотным пунктом (предполагавшаяся Г. Штилле большая регенерация «algonkischer Umbruch»).

Молданубская складчатость обусловила довольно высокую степень консолидации южной части Чешского массива, которая после этого проявляла себя в качестве структурного и морфологического поднятия. В течение ассинтского и каледонского тектогенеза Молданубское ядро вело себя как межгорная стабильная глыба («Zwischengebirge»). Даже во время максимума альгонкского затопления область не была полностью покрыта водой, что установлено по увеличению количества конгломератов в самом молодом альгонкском комплексе (в «эокембрии»; см. примечание на стр. 35) по направлению к востоку, вдоль юго-восточной границы Тепла-Баррандовой области (в Островной[1] подзоне), и по присутствию эокембрийских конгломератов близ южного края

---

[1] Термин *Островная зона* давно используется для обозначения зоны несплошных останцев в кровле Среднечешского плутона, которые сложены альгонкскими и палеозойскими породами.

Железногорско-Западносудетской области (Железногорская подзона) (F. Fiala, 1948, 1951).

Максимальное ордовикское и силурийское наступление моря, исходный центр которого находился в каледонских мобильных областях на северо-востоке, также сюда не достигло. Ни ассинтский, ни каледонский магматизм не играли какой-либо роли в пределах Молданубикума. Только в варисцийское время Молданубское ядро частично потеряло свою внутреннюю устойчивость и стало, так же как и другие части Чешского массива, местом проявления интенсивного гранитоидного магматизма.

В процессе интенсивного метаморфизма, сопровождавшего молданубское складкообразование, происходило проникновение или мобилизация кварц-полевошпатовых растворов, под действием которых образовались гранитогнейсы так называемых белых (гфёльских) гнейсов метасоматического (частично диатексического?) происхождения. Эти синкинематические первичноорогенические гранитоиды характерны для наиболее глубокой Молданубской зоны метаморфизма.

Гфёльская гранитизация в некоторых местах затронула даже гранулиты в конечной стадии их метаморфизма. В результате этого образовались определенные типы пород, названные *гранулитовыми гнейсами,* происхождение которых интерпретировалось различно. Этот процесс гранитизации свидетельствует, что гранулиты не могут считаться фацией гфёльских гнейсов.

В верхних зонах метаморфизма молданубской структуры (двуслюдяные гнейсы, слюдисто-сланцевые гнейсы) синкинематические гранитоиды образуют в разных местах даже настоящие «магматические» ортогнейсы и разгнейсованные граниты (например, ортогнейсы Бехине в Пацовской зоне слюдяных сланцев, бланикские гранито-гнейсы).

Тектоно-метаморфический и мигматитовый процессы, сопровождавшие молданубское складкообразование, сопровождались внедрением интрузий гранитоидов, которые неизвестны на существующей поверхности при современном уровне денудации. Мы можем догадываться о том, что они существовали прежде, только по присутствию галек в конгломератах нижних комплексов чешского альгонка (например, в тельчицких конгломератах Железных гор, обнаруженных Й. Свободой и Ф. Фиалой).

Молданубское складкообразование закончилось большим поднятием и очень длительным перерывом, в течение которого протекал процесс глубокой денудации. Тенденция к поднятию, которая проявлялась периодически, иногда в слабой степени, и до самого позднего времени, обусловила дальнейшую денудацию Молданубского блока; последняя была

особенно интенсивной в течение поздневарисцийского времени. Благодаря постоянной тенденции к поднятию неметаморфизованные и слабо метаморфизованные породы верхних зон молданубской структуры были полностью удалены. В кластическом материале протерозойского и раннепалеозойского времени катаметаморфические типы пород молданубской серии еще не представлены; соответствующий уровень денудации, по-видимому, был достигнут позже, в позднем палеозое, а точнее — в течение карбона. До тех пор мог периодически возобновляться постепенный подъем и могла происходить периодическая интенсивная денудация Молданубского поднятия.

В осадочных породах нижнего альгонка западной и средней Чехии грубые кластические осадки (конгломераты и другие обломочные породы) нигде не были найдены. Только поблизости от Молданубикума (в Железных горах) имеются тельчицкие конгломераты. Отсутствие конгломератов может частично объясняться вторичными причинами — приближением относительно более внутренних частей протерозойской геосинклинали к Молданубскому ядру, вызванным тектоническими перемещениями, эрозией трансгрессивно залегающего конгломератового горизонта или процессами мобилизации (миграции), сопровождавшими метаморфическую кристаллизацию (как, например, в сильно метаморфизованной серии кутногорско-свратецких кристаллических сланцев). Тем не менее повсеместное отсутствие грубых осадков в нижних комплексах альгонка средней Чехии составляет первичную особенность, которая соответствует не очень расчлененному рельефу площади Молданубского ядра. Уже перед альгонкской трансгрессией здесь могла существовать совершенно пенепленизированная поверхность. Перед затоплением Молданубское ядро представляло собой плоскую сухую страну, слабо приподнятую над уровнем моря.

В варисцийское время в пределах Молданубикума происходила мощная гранитизация, которая на обширных площадях оказала глубокое влияние на молданубские породы; с этим процессом связано прежде всего образование большинства комплексов кордиеритовых гнейсов и части мигматитов (фиг. 6). Эту характерную особенность сохраняют и другие отмеченные выше «молданубские» структуры западноевропейских горстов, где в некоторых местах мощная варисцийская мобилизация (гранитизация) дала начало образованию обширных комплексов метатектитов и даже диатектитовых гранитоидов (Вогезы, Шварцвальд; Ж. Юнг, Эллер, К. Р. Менерт и др.); к последним может относиться и часть «сиенито-диоритов», богатых биотитом, типа «чертово-бржеменских» (вайнсбергский и растенбергский типы, выделенные австрий-

скими геологами). Эта общая особенность также служит подтверждением, что упоминавшиеся выше структуры молданубского типа первоначально принадлежали к одной большой доассинтской единице, образование и позднее развитие которой определялись в основном условиями, существовавшими в очень глубоких зонах земной коры.

Варисцийский магматизм представлял собой кульминацию процессов, ведущих к кратогенизации (однако неполной) в Молданубской области. В конце варисцийского тектогенеза — в астурийскую эпоху — происходило лишь слабое сбрасообразование; в это время образовались грабены «рейнского» простирания (приблизительно меридионального), в которых аккумулировались нижнепермские, а частично также стефанские осадки. Кроме Бланицкого грабена, расположенного в середине Молданубской области, к восточной ее части примыкает Босковицкий грабен. В это время могли возникнуть также мелкие грабены (например, Леницкий грабен у Ческе Будеёвице), хотя пермские осадочные породы здесь не сохранились. В это же время, очевидно, была заложена система уступообразных рейнских сбросов, имеющая меньшее значение; эти сбросы встречаются по всему Молданубикуму. В неоидное, главным образом в третичное время, по ним снова происходили небольшие движения, которые обусловили образование местных блоковых поднятий и депрессий.

В позднепермское, триасовое, юрское и раннемеловое время вся область Молданубского поднятия представляла собой сушу; осадки этого времени не сохранились. Сеноманская и туронская трансгрессии слегка затронули эту область в ее северо-восточной части.

Неоидный тектогенез проявился здесь в «саксонской тектонике», которая обусловила образование Южно-Богемских депрессий, грабенов, ставших в сеноне, миоцене и, возможно, в олигоцене местом озерного осадконакопления. Неоидный тектогенез привел также к морфологическому омоложению Молданубского поднятия, а по его южной периферии — к образованию Альпийского молассового передового прогиба, заполненного третичными осадками.

Примечание.

Если считать весь центральный Молданубский плутон ранневарисцийским интрузивным комплексом, остаются нерешенными некоторые сложные проблемы, касающиеся Молданубской области.

1. Молодые альгонкские конгломераты, примыкающие на севере и северо-западе к Молданубскому ядру, содержат обильные гальки гранитоидов, которые еще чаще встречаются к югу. Хотя эти гранитоиды отличаются от типов, выходящих на поверхность при современном уровне денудации в Молданубском ядре, и особенно от типов центрального Молданубского плутона, трудно допустить, чтобы они произошли из другого места. Р. Кеттнер, решая этот трудный вопрос, предполагает, что в большей

своей части первичные тела этих гранитоидов захоронены под языкообразным телом Среднечешского плутона; среди слагающих его пород могут находиться реликты этих древних массивов.

2. Принимая во внимание глубокий уровень денудации молданубских кристаллических сланцев, в которых проявилась интенсивная раннеорогеническая гранитизация, трудно объяснить полное отсутствие позднеорогенических гранитоидов того же нижнепротерозойского тектоно-метаморфическо-магматического цикла.

Эти вопросы должны быть решены с помощью детальных исследований, в процессе которых необходимо применение петрологических, геохимических, геохронологических и структурно-аналитических методов.

Тепла-Баррандова область

Тепла-Баррандова область занимает территорию, на которой слабее проявились варисцийские складчатые деформации (германотипные, а на некоторых площадях медиотипные). Эта область характеризуется смятым ранним палеозоем ($Cm - D_2$), несмятыми внутренними молассами верхнего палеозоя (вестфальский ярус C до P_1) и главным образом протерозойской (альгонкской sensu stricto) складчатостью и метаморфизмом, вызванными ассинтским тектогенезом. Породы альгонка обнажаются в антиклинориях, тогда как в пределах синклинория они покрываются слабее метаморфизованными осадочными породами раннего палеозоя, затронутыми варисцийской складчатостью. Кроме того, в эту варисцийско-ассинтскую структурную систему объединены части доассинтского цоколя, т. е. кристаллические комплексы молданубского типа. Этот цоколь обнажается на западе, в структурном поднятии Чешского Леса (северная часть Шумавы), и представлен его характерным членом — гранулитовой формацией, подстилающей неовулканический комплекс Чешских Средних гор (средняя Чехия), а возможно также, что он обнажается и в северо-восточной части области. Основной процесс складкообразования в этой области, который начался после основного ассинтского тектогенеза, проявившегося в пределах Молданубского цоколя, относится к бретонской складчатости варисцийского времени.

Географически рассматриваемая область охватывает среднюю и западную Чехию, Славковский Лес, Тепельские горы (включая и Чешский Лес) и большую часть северо-западной Чехии, исключая горы Рудные и Фихтель и некоторые части третичных бассейнов, расположенных у южного подножия Рудных гор.

На западе Тепла-Баррандова область граничит (своим Молданубским цоколем) по сбросам с пермскими и триасовыми осадочными породами Западно-Германского (Баварского) плоскогорья, а на востоке — с Железногорско-Западно-

судетской областью по Лабской линии. На юге Тепла-Баррандова область отделяется Среднечешским плутоном от Молданубского поднятия. Граница с Молданубским ядром относительно отчетлива на территории Чехии, но проведена в значительной степени умозрительно на небольшой западной баварской части, где кристаллические сланцы ядра соединяются с весьма сходными сланцами Чешского Леса.

Относительно границы обеих областей в пределах площади Среднечешского плутона мы приходим к следующему выводу, подобному тому, который сделал ранее Р. Кеттнер: здесь имеется система или зона ранневарисцийских разрывов, замаскированных плутоном. Исходя из общей геологической обстановки, можно предполагать, что эти разрывы имеют большую протяженность на глубину и что они развились на основе древней ослабленной структурной зоны, унаследованной с доальгонкского времени. Эта важная зона, которую мы называем *центральным чешским швом,* состоит из системы сбросов, круто падающих к северо-западу и простирающихся на северо-восток. Сопряженные параллельные сбросы находятся также в смежных альгонкских зонах (главный Пршибрамский сброс) и в Молданубикуме (сбросы со средними углами падения); по некоторым из них внедрились апофизы Среднечешского плутона.

Северная граница с Рудногорско-Тюрингенской областью протягивается по южному краю мезозональнометаморфизованных палеозойских пород (слюдяные сланцы в основании хебских филлитов ≅ арцбергской серии, выделенной Гертнером) синклинория Огрже. Эта граница может быть прослежена частично под третичным чехлом, приблизительно до города Остров, расположенного южнее Яхимова. Далее к востоку ассинтский кристаллический комплекс Тепельских гор (лишь слабо затронутый варисцийскими деформациями) постепенно переходит в кристаллический комплекс Рудных гор того же возраста, в котором сильно проявились варисцийские деформации. В этом широком развитии варисцийских деформаций заключается главное различие между Тепла-Баррандовой и Рудногорско-Тюрингенской областями. По сравнению с последней Тепла-Баррандова область, расположенная южнее, была в довольно высокой степени консолидирована уже в процессе ассинтского складкообразования. Как уже отмечал Р. Кеттнер (R. Kettner, 1917), таким путем она была «спаяна» с Молданубикумом в одну довольно стабильную тектоническую глыбу (М. Машка). В послеассинтское время в этой Тепла-Молданубской, или Чешской, глыбе произошло лишь частичное возвращение к геосинклинальному тектоническому режиму; поэтому в ней проявились лишь очень слабые складчатые деформации. Иностранные авторы для обозначения

всей глыбы используют несколько менее определенный термин *Молданубская масса,* или *Молданубикум* (sensu lato).

Характерными особенностями древних доварисцийских структурных этажей Тепла-Баррандовой области являются, таким образом, структурная и палеогеографическая ассоциация комплексов, смятых и метаморфизованных ассинтским тектогенезом, с кристаллическими комплексами молданубского типа и их слияние с Молданубикумом (sensu stricto) в одну послеассинтскую тектоническую единицу с высокой стабильностью. Такое положение, особенно увеличение роли, которую играют ассинтские структурные этажи и зоны к северу от кристаллического комплекса молданубского типа, аналогично установленному и в других частях эпиварисцийской платформы.

В Чешском массиве, так же как в западных варисцийских горстах, породы кристаллического комплекса молданубского типа сопровождаются по своему северному краю докембрийской зоной с большим или меньшим воздействием ассинтской складчатости и метаморфизма.

Примером могут служить кристаллические сланцы, развитые в Бергштрасер-Оденвальде, которые представляют собой часть ассинтской каймы молданубских кристаллических сланцев Шварцвальда и Вогезов, расположенных дальше к югу. Развитая здесь «амфиболитовая серия» с кальцито-кремнистыми и металидитовыми прослойками, несомненно, соответствует спилито-лидитовому комплексу протерозоя средней Чехии, а не силурийско-девонскому, как предполагают некоторые авторы. Метабазитовый комплекс Франкенштейна в Оденвальде с проявленной в нем варисцийской (?) мобилизацией, на которую указывает образование габброидных пород, во всех деталях соответствует по своей первоначальной петрографической природе и характеру метаморфизма метаспилитовым комплексам Марианске-Лазне и Кдине. На основании различной интерпретации данных по стратиграфии и их «рудногорского» восточно-северо-восточного простирания такие кристаллические сланцы, залегающие в некоторых местах западнее Чешского массива, считались эквивалентом рудногорского кристаллического комплекса или других частей Саксоно-Тюрингенской зоны варисцид (Ф. Э. Зюсс и др.). Отсутствие или малая интенсивность варисцийской тектонической деформации, так же как особенности метаморфизма и литологии, характеризуют указанную часть Оденвальдской и подобных ей областей как эквиваленты Тепла-Баррандовой области (В. Зоубек).

Наибольшая часть Тепла-Баррандовой области сложена очень мощным комплексом (приблизительно до 5 *км*) верхнепротерозойских (альгонкских) пород, образовавшихся в усло-

виях геосинклинального режима, консолидированных и большей частью метаморфизованных уже в процессе интенсивного раннеассинтского складкообразования (железногорская фаза). Более глубоко залегающие породы комплекса, особенно в антиклинорной зоне Тепла (см. ниже), претерпели интенсивный метаморфизм, сопровождавшийся интрузиями гранитоидов, а в самых глубоких зонах — даже метасоматическую гранитизацию. Интенсивность деформации и метаморфизма в целом понижается в направлении от Тепельских гор к юго-востоку, к Баррандову синклинорию и далее, к зоне Островного синклинория, в пределах которой, в южной его части, она вновь возрастает.

По О. Кодыму, в ассинтской структуре Тепла-Баррандовой области определенную роль играют покровные надвиги большой протяженности. Однако точка зрения о существовании крупной покровной структуры альгонка в средней Чехии последними исследованиями (Й. Вахтл, М. Машка, В. Зоубек) не подтвердилась.

Тектонические движения ассинтского времени отчетливо проявились уже во время осадконакопления, когда действовали подводный геосинклинальный вулканизм и более поздние изменения литологических фаций. Принимая во внимание эти факты, Р. Кеттнер (R. Kettner, 1917) разделил альгонкскую серию средней Чехии на три отдела (доспилитовый, спилитовый и послеспилитовый), которые, по мнению авторов настоящей статьи, по своей распространенности и мощности могут соответствовать формациям [1] (системам) [2]. После периода относительно спокойного осадконакопления раннего (доспилитового) альгонка, в течение времени отложения среднего отдела, произошли первые движения, приведшие к общему достаточно значительному опусканию морского дна. Это обусловило широкое развитие сапропелевых сланцев (современные графитовые и графитовые квасцовые сланцы), а позднее — тонкослоистых кремнистых сланцев, образовавшихся в результате химического осаждения. Тем временем в доассинтском цоколе образовались довольно крупные сбросы.

---

[1] Очевидно, в американском, т. е. стратиграфическом, смысле этого термина. — *Прим. ред.*

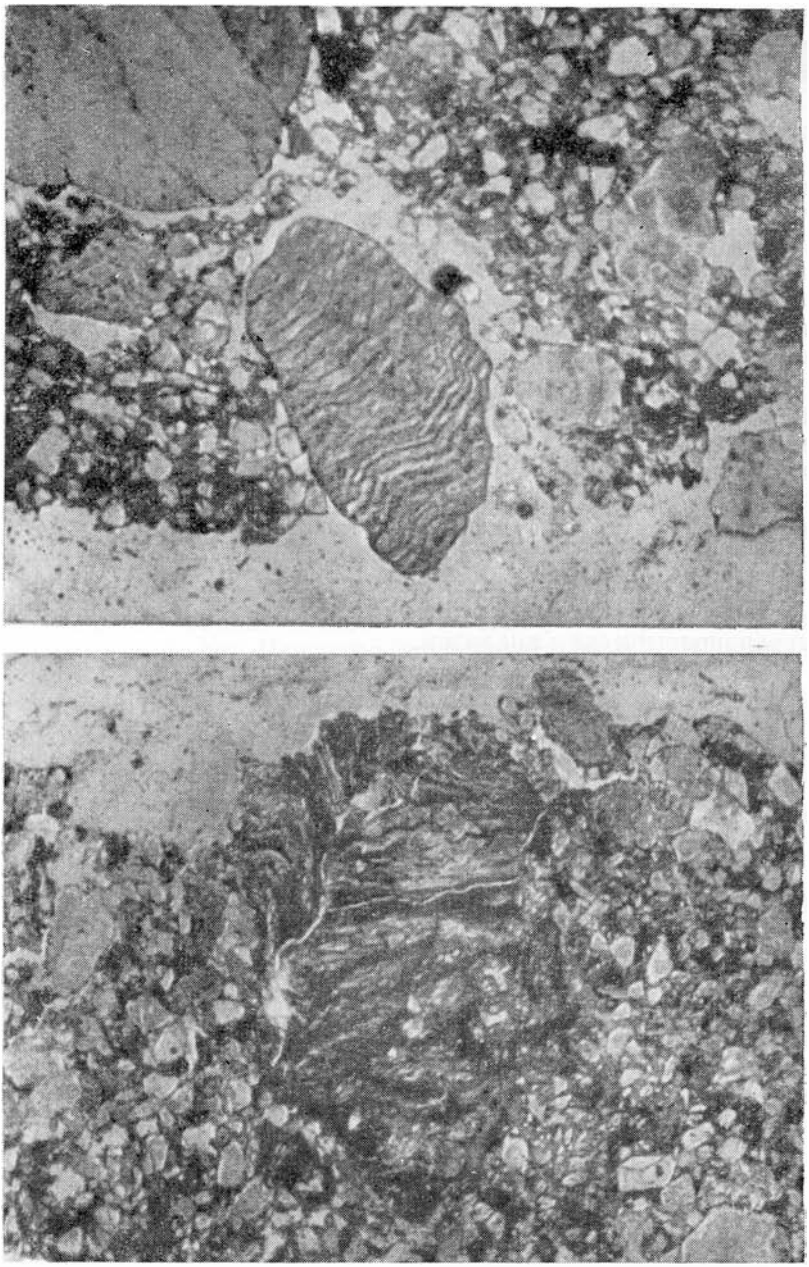
[2] Дальнейшее уточнение стратиграфии альгонка основано на исследованиях М. Машки в средней Чехии (отчет 1952 г., Геофонды), Й. Свободы и Ф. Фиалы в Железных горах (с 1952 по 1955 г.) и Ф. Фиалы и др. в антиклинории Давле-Йилове. В настоящее время стратиграфия альгонкских формаций изучается с помощью спорового анализа (Б. Пацлтова, К. Славикова).

Согласно рабочей гипотезе, которая используется в данной работе, послеспилитовая серия имеет большую протяженность по вертикали, чем это предполагалось в первоначальной концепции Р. Кеттнера, т. е. включает вулканогенные породы Давле-Йилове.

Одновременно с этими процессами и после них во многих местах происходило излияние «начальной» магмы, в результате чего образовались преимущественно основные (спилиты, спилитовые туфы, в некоторых частях даже гипабиссальные тела) и только в отдельных случаях кислые (кварцевые порфиры) породы. Позже, частично еще во время вулканической деятельности, а особенно в ее конце, в виде тонких прослойков отлагались известковые сланцы (до чистых известняков); они сменяются горизонтами, содержащими пласты слоистых до массивных силицитов (лидитов-радиоляритов). Силициты начали образовываться еще во время подводной вулканической деятельности. Комплекс сланцев и лидитов был последним из отложений, составляющих средний отдел альгонка, который характеризуется большим разнообразием пород. Затем последовали тектонические движения, отвечавшие раннеассинтской фазе тектогенеза, названной Р. Кеттнером *интраальгонкской* [или *железногорской фазой,* предложенной в настоящее время Г. Штилле (H. Stille, 1958)]. Как показали исследования Й. Свободы и Ф. Фиалы (ср. F. Fiala, 1951 и следующие статьи), эта фаза лучше всего устанавливается в Железных горах. В настоящее время геология и петрография различных частей области изучаются А. Дудеком, Ф. Федюком, Ф. Фиалой, Б. Гейтманом, Й. Голубцом, С. Матейовской. М. Паливцовой, П. Рёлихом, Ф. Шорфом, З. Вейнаром и др.

Хотя в пределах альгонка средней Чехии угловое несогласие еще не установлено, влияние этой более ранней ассинтской фазы можно наблюдать и здесь. Оно подтверждается довольно интенсивным тектоническим воздействием на раннеальгонкские осадочные породы и частично их метаморфизмом, но особенно — значительными палеогеографическими изменениями и характерным «субсеквентным» магматизмом (магматические образования, развитые в Йилове, Давле, и другие связанные с ними магматиты) в наиболее молодом (послеспилитовом) альгонке. В любом случае интенсивная складчатость, кливаж скалывания и метаморфизм пород обоих более ранних отделов альгонка средней Чехии возникли в докембрийское (или в досреднекембрийское) время. На это указывает (M. Máška, 1952 и 1953) галька альгонкских тектонитов в конгломератовых кембрийских горизонтах Скрыйе-Тыржовицкой площади (фиг. 2) и очевидная дисгармония элементов микротектоники, наблюдаемая в породах двух комплексов[1]. О докембрийском возрасте свидетель-

[1] Изложенные выводы, основанные на этом фактическом материале (в том числе предположение о еще более древнем возрасте молданубской серии и ее метаморфизме), были представлены в отчете *Тектонический анализ и его применение,* III Общее собрание Чехословацкой Академии наук в Праге, 14 апреля 1958 г.



Фиг. 2. Гальки альгонкских пород, смятых и метаморфизованных в процессе ассинтского тектогенеза, в среднекембрийских конгломератах Скрыйе-Тыржовице (М. Машка)

Увеличено в 15 раз.

ствуют также обломки метаморфизованных альгонкских пород в базальных пластах ордовика севернее Праги (A. Dudek, F. Fediuk, 1955) и в кембрии близ Пршибрама (F. Fiala, 1948).

Уже в интраальгонкскую фазу началось разделение альгонкской площади на ряд антиклинориев и синклинориев (см. ниже); тенденция к подъему или опусканию на различных ее участках не изменилась в более позднем альгонке и раннем палеозое. Мы можем поэтому считать отсутствие этой толщи (послеспилитового отдела и раннего палеозоя) в зонах антиклинориев первичной особенностью. Вместе с тем синклинорные площади обладали чертами частных (варисцийских) геосинклинальных бассейнов, которые были постепенно заполнены морскими осадками.

Метаморфические процессы, характерные для этой интраальгонкской, или железногорской, фазы тектогенеза в более глубоких зонах интенсивного метаморфизма сопровождаются метасоматической гранитизацией, в результате которой образовались также некоторые гранитогнейсы (например, гнейсы Тепла и Славкова). Позже, вероятно в конце этой фазы или непосредственно после ее окончания, могли интрудировать гранитоиды, образующие небольшие массивы Чиста-Есенице, Лестков и др. Однако это предположение не подтвердилось геохронологическим анализом.

В итоге ассинтские гранитоиды образуют непрерывный ряд, который начинается наиболее ранними синкинематическими гранитоидами, преимущественно автохтонно-метасоматическими. Они сменяются ортомагматическими интрузиями гранитов и пегматитов серорогенического типа. Отнесение некоторых дискордантных массивов (массива Чиста, Тис и другие) к ассинтской гранитоидной серии остается проблематичным.

Местонахождение всех этих ассинтских гранитоидов ограничивается исключительно главной антиклинорной (Тепла) зоной; очевидно, они генетически связаны с ее тектонической индивидуализацией (проникновение кварц-полевошпатовых растворов и магмы вверх в антиклинальные зоны).

Находки в породах самого верхнего альгонка или кембрия гранитных галек, сопровождаемых гальками контактово-метаморфических сланцев, напоминающих альгонкские сланцы, позволяют предполагать, что раннеассинтский серорогенический гранитоидный магматизм мог проявляться также в средней Чехии или в области современного Молданубского поднятия в той мере, в какой все эти породы не относятся к доассинтскому времени (см. выше). Однако на современной поверхности «материнские тела», которые служили источником этих галек, неизвестны.

Отмеченные выше тектоно-палеогеографические изменения отражаются также в фациях осадков, отложенных в мо-

бильных депрессиях, которые сохранились после раннеассинтского складкообразования. Для процессов осадконакопления, происходивших в верхнем альгонке, характерно образование осадков с высоким содержанием псаммитового (граувакки, грауваккoвые сланцы), а местами даже псефитового компонента.

Это относится главным образом к хорошо известной зоне, или по крайней мере к части зоны молодых альгонкских пород, представленных конгломератами, граувакками, кислыми вулканогенными породами, туфами и прослойками других пород, развитых на юго-восточном краю рассматриваемой области, особенно в пределах антиклинория Давле-Йилове и Островного синклинория; в других частях области аналогичные породы не встречаются. Такая территориально ограниченная седиментация может быть первичной. Зона «эокембрийских» пород может представлять собой бассейн осадконакопления, по своему типу напоминающий флишевые бассейны. Рассматриваемая депрессия возникла в более поздние фазы раннеассинтского тектогенеза на северном краю Молданубского поднятия и частично в хинтерланде раннеальгонкского комплекса, который был затронут раннеассинтской складчатостью. Аналогичные осадочные породы развиты и в других частях Чешского массива, особенно в Железных горах.

Образование более грубых кластических пород (конгломератов, граувакк, редко кварцитов), количество которых увеличивается по направлению к южному (Молданубскому) берегу, наводит на мысль о меньших глубинах позднеальгонкского «эокембрийского» моря и особенно о ритмических поднятиях смежной континентальной площади. С такими условиями осадконакопления связана преимущественно флишоидная природа позднеальгонкских осадочных пород. Изредка в них появляются тонкополосчатые сланцы с чередованием светлых (алевритовых) и темных (пелитовых) прослойков, напоминающие ленточные глины (Железные горы, некоторые части антиклинория Давле-Йилове и Островного синклинория), или полимиктовые конгломератовые породы, явно неотсортированные. Ф. Фиала и Й. Свобода предполагают, что в происхождении этих пород могли играть роль также гляциальные факторы (в пределах Железногорской области).

Эту наиболее молодую докембрийскую формацию (соответствующую послеспилитовой серии, выделенной Кеттнером в альгонке средней Чехии), образование которой следовало за раннеассинтской фазой тектогенеза, в настоящее время, согласно исследованиям Й. Свободы и Ф. Фиалы, можно

стратиграфически отнести к «эокембрию». Этим термином[1] мы характеризуем условное, не точно определенное стратиграфическое положение данной серии, что особенно касается ее отношения к хронологической границе протерозоя (докембрия) и кембрия.

Эокембрийское осадконакопление закончилось позднеассинтской фазой тектогенеза, которая обусловила смятие пород эокембрия в систему складок с умеренной амплитудой и образование хорошо известного углового несогласия с трансгрессивно залегающими кембрийскими отложениями площади Пршибрам — Брди. В более поздние стадии этой деформации образовалась большая часть йиловского кливажа скалывания (северо-северо-восточного до северо-восточного простирания с большим углом падения на юго-восток). Он особенно хорошо заметен в эруптивных породах Йиловской зоны и, кроме того, в некоторых зонах осадочных пород [например, характерная сланцеватость конгломератов Ржичани (ср. R. Kettner, 1926)]. Косая сланцеватость генетически связана со слабой метаморфической перекристаллизацией, интенсивность которой повышается к юго-западу, т. е. в направлении к поперечному осевому поднятию (ср. V. Zoubek, *The Geological Basis for the Project of the Orlik Dam,* Geotechnica, 1953). Этот факт подчеркивает относительно высокую интенсивность позднеассинтской фазы тектогенеза.

В структуре Тепла-Баррандовой области выделяется несколько синклинориев и антиклинориев северо-восточного простирания. Кроме того, очень характерно для структуры поперечное структурное поднятие в западной части (Чешский Лес), сопровождаемое сбросами. В направлении от Молданубского поднятия к северу можно выделить следующие структуры: Островной синклинорий, узкий антиклинорий Давле-Йилове, Баррандов синклинорий (с соседним вулканическим Кршивоклат-Рокицанским комплексом), антиклинальную зону Тепла и синклинорий Огрже, который образует часть Рудногорско-Тюрингенской области.

В районах, расположенных юго-западнее и западнее Баррандова синклинория, отчетливо проявлено общее осевое поднятие (хорошо ощутимое даже на микроструктурных элементах *B*-оси). В связи с этим раннепалеозойские осадки исчезают в том же направлении, и альгонкские породы постепенно переходят от почти неметаморфизованных в сильно метаморфизованные. Альгонкские осадочные породы медленно

---

[1] Авторы ясно понимают неточность данного термина (ср. R. Neumann, A. Palmer, 1956); он используется здесь для краткого обозначения «граничной толщи» без какой-либо хронологической параллелизации со скандинавским эокембрием или другими инфракембрийскими или субкембрийскими образованиями.

изменяются от слабо рекристаллизованных филлитовых сланцев, через хлорит-серицит-филлиты к двуслюдяным и биотитовым слюдяным сланцам и парагнейсам; прослои спилитов и их туфов переходят через «празинитовую» фацию в амфиболиты. Метаморфические переходы могут быть часто установлены в одном и том же стратиграфическом горизонте (например, в спилитовых прослоях юго-западнее Пльзеня; З. Вейнар). Амфиболиты образуют не только отдельные прослои, но и обширные комплексы Марианске-Лазне и Кдине. В этих метабазитовых комплексах на поверхность выходят также интрузивные габброидные и диоритовые породы, которые частично представляют собой гипабиссальные члены спилитового комплекса (в большинстве своем, однако, они могли образоваться в варисцийское время). Амфиболитовый комплекс Марианске-Лазне на западе ограничивается крупным сбросом, заложенным в варисцийское время (северо-северо-западного простирания), который называется сбросом Марианске-Лазне. Нарушение идет параллельно линии (сбросу) Чешского кварцевого жильного пояса (Пфаль). Альгонкские породы, метаморфизованные до гнейсов и содержащие метабазиты, продолжаются на небольшое расстояние далее к западу за Чешский большой кварцевый жильный пояс (Z. Vejnar, V. Zoubek, 1959, рукопись).

Площадь, на которой развиты сильно метаморфизованные породы, расположенная западнее сброса Марианске-Лазне, обычно называется *кристаллическим комплексом Домажлице*. Последний представляет собой наиболее глубоко метаморфизованную зону альгонка, обнаженную в упомянутом выше поперечном осевом поднятии Тепла-Баррандовой области. Еще далее к западу, за Чешским кварцевым жильным поясом и кристаллическим комплексом Домажлице, наблюдается довольно интенсивно метаморфизованный комплекс биотитовых и кордиеритовых гнейсов. Он еще относится к раннему Молданубскому кристаллическому комплексу и также содержит варисцийские гранитоиды центрального молданубского типа, развитые за чехословацкой границей.

Нет сомнения в том, что общее осевое поднятие альгонкских структур и кристаллического комплекса молданубского типа в западной части рассматриваемой области служит указанием на их прямую генетическую связь. Эти условия, так же как и общие (типа рампа) очертания этой части осевого поднятия (Z. Vejnar, V. Zoubek, 1959, рукопись), обусловили, очевидно, формирование больших сбросов и сопровождающих их сбросовых структур, которые вместе с краевым Баварским сбросом ограничивают горст Чешского Леса, образуя уступообразные блоки, последовательно поднимающиеся к западу.

В развитии сброса Марианске-Лазне представляет интерес инверсия, испытанная им в третичное время. Как следует из внезапного изменения степени метаморфизма кристаллических сланцев, характера гранитов, обнаженных по обеим сторонам сброса, и нарушенного залегания некоторых стратиграфических горизонтов, площадь Хебского третичного бассейна, которая в настоящее время представляет собой грабен, раньше была поднятым блоком.

Структурный план Тепла-Баррандовой области был заложен в общих чертах (за исключением варисцийских новообразованных сбросов) уже в ассинтское время (в ранне- и позднеассинтскую стадии). Это особенно относится к местоположению и природе главных структурных поднятий (антиклинориев и поперечных поднятий). В юго-восточных районах структурный план был несколько видоизменен перед варисцийским тектогенезом, после осадконакопления в среднем кембрии в результате чешских или «сардинских» тектонических движений[1]. Это вызвало угловое несогласие между ордовиком и кембрием и перемещение площадей ордовикского осадконакопления, которые заняли положение, независимое от центров кембрийской седиментации. С этими движениями генетически связано и образование Кршивоклат-Рокицанского вулканического комплекса. Последний вместе со скрыйетыржовицким кембрием образует в северной части Баррандова синклинория особую частную синклинальную зону, отделенную от его внутренних частей антиклинальной полосой выходящих на поверхность пород альгонка. Чешские тектонические движения в какой-то степени еще можно считать угасанием позднеассинтской эпохи и частично проявлением начала новой геосинклинальной подвижности. Мы можем предположить, что слабые тектонические движения в этой области происходили также в каледонское (позднекаледонское) время. Однако они не оказали какого-либо ощутимого влияния на внутренние структуры.

В течение всей раннепалеозойской эпохи древний ассинтский антиклинорий существовал в более или менее видоизмененном виде как поднятия суши, разделяющие относительно узкие и вытянутые бассейны осадконакопления; эти бассейны частично перекрыли ассинтский синклинорий.

В целом в Тепла-Баррандовой области каледонский тектогенез не вызвал ни складчатых движений, ни отчетливых перерывов. Он проявился, однако, в некоторых палеогеографических изменениях и регрессивных явлениях в юго-восточных

---

[1] Примерно соответствуют салаирским движениям, различаемым в азиатской части СССР. — *Прим. ред.*

районах и обусловил временное довольно устойчивое поведение Баррандова бассейна.

Система ранне- и позднеассинтских структур была омоложена и стала более резко выраженной только в варисцийское (бретонское) время, когда ассинтские антиклинории (особенно антиклинорий Тепла) остались в целом неизменными и лишь синклинорные площади вместе с осадочными породами смежных раннепалеозойских и девонских бассейнов были заново образованы. Таким путем на месте некоторых послеассинтских депрессий возникли варисцийские синклинории.

Бретонская эпоха тектогенеза, первые частные акты которой проявились в самых верхах среднего девона Баррандова бассейна (флишоидная седиментация), становится более отчетливо выраженной в результате смятия в складки раннего палеозоя синклинорной Баррандовой области. Основание всего района, консолидированное ассинтским тектогенезом, было также разбито сбросами, особенно в синклинориях. В антиклинорных площадях отчетливые следы новой деформации не проявились (см. выше). После бретонской складчатости и сбрособразования последовала новая консолидация, обусловленная прежде всего интрузиями гранитоидов. В пределах Тепла-Баррандовой области эти варисцийские гранитоиды выходят на поверхность в виде довольно мелких массивов западнее Пльзеня (Штеховицы, Стод, Кладруби, Бор). Основываясь на некоторых фактах (например, на частом нахождении даек во всей западной Чехии), можно предположить, что на глубине существует довольно обширная система тел гранитоидов, представляющих более или менее непрерывный гранитоидный слой.

Бретонские структуры можно кратко охарактеризовать следующим образом.

Самая южная структурная единица этого времени представлена Островным синклинорием, который был нарушен и перемещен в процессе образования интрузивного комплекса Среднечешского плутона. В ее настоящем виде эта единица состоит из зоны прерывистых денудационных реликтов (островов), которые образуют контактово-метаморфизованную оболочку Среднечешского плутона. Эти реликты первоначальной структуры сложены главным образом породами более молодого альгонка, кембрия и ордовика и содержат незначительные остатки силурийских пород. Эта зона, протягивающаяся южнее антиклинория Давле-Йилове, представляет собой самые южные проявления альгонка и раннего палеозоя средней Чехии. От Молданубского поднятия они отделяются интрузивными массами Среднечешского плутона, контролируемыми прерывистой зоной центрального чешского шва. Несмотря

на это, первичный Островной синклинорий можно в какой-то степени считать связующим структурным звеном между Тепла-Баррандовой и Молданубской областями. Его палеогеографическое положение, т. е. близость к Молданубскому ядру, может быть как раз той причиной, вследствие которой Островной синклинорий отличается от Баррандова синклинория обычным отсутствием палеозойского геосинклинального вулканизма, определенной стратиграфической неполнотой и, вероятно, более ранней регрессией (в раннем девоне, частично уже в конце силура). Из докембрийских формаций преобладает эокембрий, который характеризуется присутствием большого количества конгломератов. Кроме того, здесь может быть представлен спилитовый альгонк. Вся структура является отчетливо медиотипной.

Вергенция варисцийских структур этой области не отличается постоянством, отчетливостью, а кроме того, недостаточно изучена. Простирание осей согласуется с общим простиранием Островной зоны.

Антиклинорий Давле-Йилове, в котором магматические образования типа Йиловского пояса подчеркивают наиболее заметные частные антиклинальные структуры, отделяет Островной синклинорий от главного Баррандова синклинория. Роль, которую варисцийские деформации играли в создании рассматриваемой структурной зоны, еще нельзя точно установить. Оси ассинтских складчатых структур имеют северо-восточное простирание; в общем они погружаются к северо-востоку. Вергенция складчатых структур, которая подчеркивается хорошо известным йиловским кливажем скалывания, направлена слегка к северо-западу. Кливаж также имеет ассинтский возраст.

В Баррандовом синклинории[1] ранний палеозой от среднего кембрия (за исключением верхнего кембрия) до среднего девона представлен относительно полно. Помимо других особенностей, этот синклинорий отличается от синклинория островной площади интенсивным геосинклинальным вулканизмом, особенно ордовикским и силурийским. Согласно взглядам некоторых авторов, вулканическая деятельность в позднем кембрии носила скорее эпиассинтский субсеквентный характер (порфиры и порфириты Кршивоклат-Рокицан-

---

[1] Эту классическую площадь в настоящее время изучают главным образом Б. Боучек, В. Гавличек, Р. Горный, И. Хлупач, З. Кукал, Л. Марек, Ф. Прантл, А. Пршибыл, Й. Свобода, М. Шнайдр. Основные вопросы геологии и стратиграфии этого комплекса изучали в нашем веке Р. Кетнер и О. Кодым. Для более подробного ознакомления см. статьи перечисленных авторов (например, V. Havlíček, R. Horný, I. Chlupáč, M. Šnajdr, *Führer zu den geologischen Exkursionen in das Barrandium*, Praha, 1958).

ской зоны и родственные им породы), но, возможно, мы имеем здесь дело с прелюдией к последующему ордовикскому и силурийскому вулканизму уже типично геосинклинальной природы.

Согласно новым исследованиям В. Гавличека, Р. Горного, И. Хлупача и М. Шнайдра, седиментационный бассейн Баррандова синклинория был связан с главным геосинклинальным морем только на северо-востоке; соединение по направлению к Альпам на юго-западе (как это предполагал Г. Штилле и другие авторы) в это время было невозможным.

Главная структура баррандова палеозоя имеет характер крупного, однородного и умеренно асимметричного синклинория с восточно-северо-восточной осью, которая, таким образом, сильнее повернута к востоку, чем оси более ранних структур. На юго-западе синклинорий заканчивается полным центроклинальным замыканием. За северным краем главной синклинальной структуры имеется несколько мелких брахисинклиналей (реликтов). Кроме того, в юго-западной части синклинория в целом наблюдается тенденция к образованию скорее брахиструктур, чем узких линейных структур. На северо-востоке центроклинальное замыкание представлено девонскими (в Праге) и частично силурийскими породами. Ордовикский комплекс продолжается еще дальше к востоку-северо-востоку и погружается под меловой чехол, так что вопрос о замыкании структуры остается в этом случае нерешенным.

В синклинории проявляется вергенция в общем к юго-востоку; на его южном крыле, однако, наблюдается обратная вергенция складок, которые подверглись внутренним деформирующим движениям, направленным к северо-западу. Этот вопрос еще не изучен в деталях, вследствие чего нельзя оценить его значение.

В структуре всего синклинория очень характерны также продольные взбросы, которые несколько моложе складок, но тем не менее еще относятся к ранневарисцийскому времени. Направления перемещения по продольным взбросам по большей части совпадают с общей вергенцией складчатых структур. В зоне обратной вергенции и поблизости от нее наблюдаются взбросовые явления противоположного направления (взброс Завист и другие). Согласно современным исследованиям, эти взбросы, так же как движения, которые по ним происходили, несколько моложе других взбросов, но все они имеют еще варисцийский возраст. Их возраст специально изучал Р. Кеттнер.

Многие из нарушений, локализованных на переходе юго-восточного крыла Баррандова синклинория в антиклинорий Давле-Йилове, имеют, по существу, тот же характер,

простирание и возраст. Они могут быть генетически связаны с центральным чешским швом. К наиболее известному и важному из них относится крутопадающий надвиг альгонка на кембрий Пршибрама, названный *главным Пршибрамским разрывом*. Основные перемещения по надвигу происходили в направлении с северо-запада на юго-восток. Согласно исследованиям К. Урбана, этот важный взброс образовался в бретонский интервал в конце девона, одновременно с окончанием развития складчатой структуры. Подобные параллельные разрывы, нарушающие кембрий и альгонк Пршибрама и Брди, имеют соответственно тот же возраст. Возраст Пршибрамской системы продольных надвигов мог быть установлен по взаимоотношению с более молодыми диабазовыми дайками, богутинскими кварцевыми диоритами и рудными жилами Пршибрама, образование которых происходило в несколько стадий. С точки зрения общегеологических условий можно предположить, что по своему происхождению и характеру эти нарушения полностью соответствуют большей части продольных дислокаций, локализованных в пределах Баррандова синклинория. Эти данные подкрепляют убеждение, что даже возраст продольных взбросов рассматриваемой области может быть доказан на основе фактов, установленных в районе Пршибрама.

Движения по продольным дислокациям в Пршибрамском районе, особенно по главному Пршибрамскому разрыву, время от времени повторялись в небольших масштабах в поздние стадии варисцийской складчатости, особенно в судетскую и, возможно, также рудногорскую. В последующее поздневарисцийское время (конец позднего карбона и ранняя пермь) эти разрывы не проявляли свою активность. Интересно отметить, что подвижки по ним не возобновлялись, по крайней мере в больших масштабах, ни в мезозойское, ни в третичное время, когда в результате «саксонских» движений были омоложены многие другие сбросы. Эти и подобные вопросы недавно были изучены Ф. Шорфом в Пршибраме и его окрестностях.

Кроме продольных разрывов, характерны поперечные сбросы, пересекающие и смещающие продольные. В некоторых местах они очень многочисленны и отчетливы. Их возраст еще точно не установлен. Однако геотектонические закономерности как будто подтверждают предположение, согласно которому они представляют собой результат нормального продолжения ранневарисцийского процесса деформации, обусловившей образование складчатых структур и генетически и структурно связанных с ними продольных сбросов. Слабые подвижки по поперечным сбросам в некоторых местах происходили и в последующие эпохи (судетскую, рудногор-

скую и астурийскую) варисцийской эры и даже в неоидное время.

По имеющимся в настоящее время данным, формирование складчатости Баррандова синклинория и всей его раннегерцинской структуры произошло главным образом в бретонский интервал, точнее, в позднедевонское время. Складчатые структуры образовались на ранних стадиях этого процесса (аналоги ранних частных фаз бретонской складчатости); поперечные сбросы возникли позже, а перемещения по ним падают на конец процесса (аналогично поздней бретонской частной фазе Нассау). После бретонской эпохи эта структурная система снова подверглась изменениям точно в упомянутые выше промежутки времени. Разрывы типа надвига Завист могут относиться к судетскому интервалу.

Антиклинальная зона Тепла отделяет Баррандов синклинорий от расположенного севернее синклинория Огрже. В ассинтское время ее внутренняя структура носила характер антиклинория с общей вергенцией складчатых и кливажных структур к северо-западу. В зоне Тепла обнажаются только альгонкские породы, более или менее затронутые ассинтским метаморфизмом, которые представляют собой ряд от метаморфических пород эпизоны до пород, сформировавшихся в зоне наиболее интенсивного метаморфизма (гнейсовой), в которой происходила синкинематическая гранитизация.

Эти синкинематические (первично-орогенические) гранитоиды — продукт метасоматической гранитизации — обнажаются только в ядре антиклинальной зоны Тепла. Их минеральные фации соответствуют фациям, их окружающим, а содержавшиеся в них запасы тепла и минеральных растворов, как это и предполагал ранее К. Заплетал, могли быть главной причиной, обусловившей высокую степень метаморфизма рассматриваемых комплексов. Это объясняет тот факт, что на площади антиклинория Тепла даже верхние комплексы нижнего альгонка (спилитовая серия) были интенсивно метаморфизованы, хотя верхние (неметаморфические) сланцы, покрывающие метаморфические породы, обнаженные в настоящее время в результате денудации, во время синорогенического (первично-орогенического) ассинтского метаморфизма, возможно, не были ни очень мощными, ни однородными.

Помимо этих первично-орогенических метасоматических гранитоидов, в этой зоне могут быть также представлены ассинтские серорогенические интрузивные гранитоиды. К ним можно отнести небольшие «массивы», залегающие дискордантно и частично конкордантно в верхних зонах метаморфизма, т. е. в филлитовой и слюдисто-сланцевой, где они окружены нормальной узкой контактовой зоной. Это особенно относится к Чисто-Есеницкому массиву западнее Раковника

(биотит-амфиболовые гранодиориты Чиста и кислые, частично автометаморфизованные граниты Тисова-Есенице) и Лестковскому массиву биотитового гранодиорита восточнее Планы (район Марианске-Лазне). Породы этих массивов по большей части представлены подлинными гранитами и затронуты только слабым катаклазом, хотя в некоторых местах они довольно сильно рассланцованы. Возраст гранитоидов точно еще не установлен; согласно геохронологическим анализам, выполненным калий-аргоновым методом, часть интрузий может иметь и варисцийский возраст (В. Шмейкал).

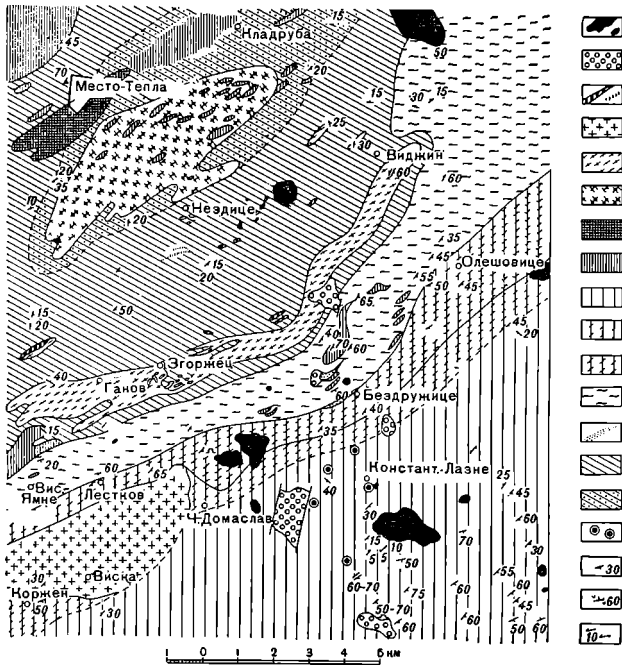
Особое положение (фиг. 3) занимают гранитоиды синкинематической до серорогенической природы, которые проникают в структуру антиклинория Тепла на границе слюдистосланцевой и гнейсовой метаморфических фаций по так называемому Гановскому интрузивному шраму (V. Zoubek, 1951) юго-восточнее Марианске-Лазне.

Раннеассинтская (железногорская) складчатость, сопровождаемая в Тепельских горах интенсивным метаморфизмом и гранитизацией, вместе с гранитоидными интрузиями сильно консолидировала антиклинорий Тепла. Поэтому последний вел себя на границе бретонского и судетского тектогенеза в течение варисцийского складкообразования как жесткая масса, которая сопротивлялась деформациям, происходившим в эти две фазы тектогенеза. Варисцийские деформации не вызвали каких-либо существенных структурных или метаморфических изменений во внутренней структуре пород и их комплексах. Ассинтские структуры антиклинория Тепла сохранились в их первоначальном состоянии, а ассинтские сильно метаморфизованные породы не были затронуты диафторезом.

Ранневарисцийская эпоха тектогенеза закончилась образованием вышеописанных структур и консолидацией площади упомянутыми телами гранитоидов (частично позднебретонского, частично позднесудетского возраста). Некоторые гранитоиды, однако, могли образоваться уже в позднерудногорское время; они представляют переход от ранневарисцийских к поздневарисцийским интрузиям.

Морской режим осадконакопления сменился в пределах этой площади регрессией девонского моря. Новая морская трансгрессия произошла только в начале верхнего мела. До этих пор площадь была расположена в сфере континентального осадконакопления и была главным образом областью сноса. Неоидные осадки носят лишь платформенный характер.

На основании эродированных ассинтских и ранневарисцийских структур были отложены первые молассоидные осадки внутриконтинентальных пермо-карбоновых бассейнов (от



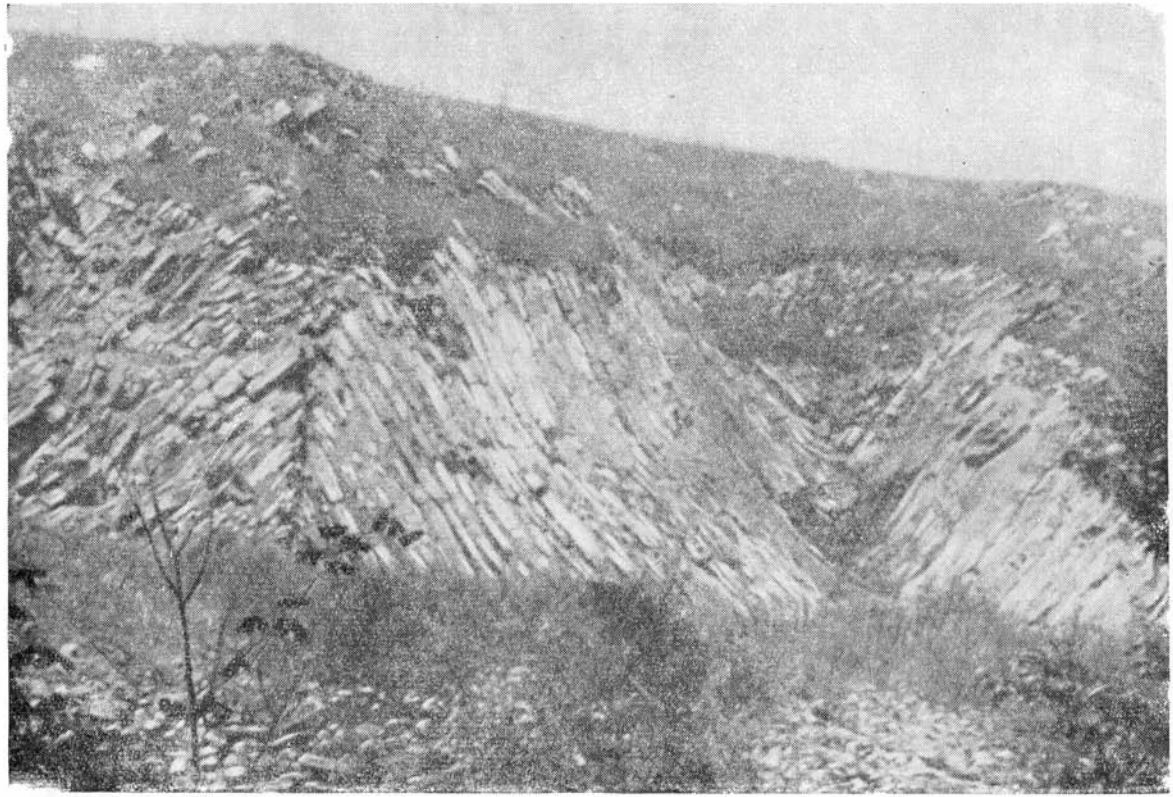
Фиг. 3. Схематическая геологическая карта части антиклинория Тепла (F. Kratochvíl, J. Vachtl, V. Zoubek, Report on the Pegmatite Zone between Kříženec and Nezdice in the Teplá Hills, Sborník ÚÚG, XVIII, 1951, Pl. I/21).

1 — третичные вулканические породы; *2* — конгломераты, песчаники пермо-карбона; *3* — пегматиты; *4* — лестковские граниты (биотитовые гранодиориты, переходящие в кварцевые диориты); *5* — интрузивная зона Гановской скалы: биотитовые кварцевые диориты, гранодиориты, пегматиты, ортогнейсы в слюдяных сланцах; *6* — метасоматические (автохтонные) гранито-гнейсы Тепла; *7* — габбро-диориты Тепла; *8* — амфиболиты, габбро-амфиболиты; *9* — хлорит-серицитовые филлиты; *10* — биотит-мусковитовые филлиты; *11* — гранатовые мелкозернистые слюдяные сланцы; *12* — среднезернистые слюдяные сланцы; *13* — графитовые слюдяные сланцы; *14* — биотит-мусковитовые гнейсы, переходящие в слюдяные сланцы; *15* — мигматиты; *16* — минеральные источники; *17* — простирание и падение слоев; *18* — простирание и среднее падение смятых пород; *19* — простирание и падение шарниров складок (*B*-осей); горизонтальные шарниры складок.

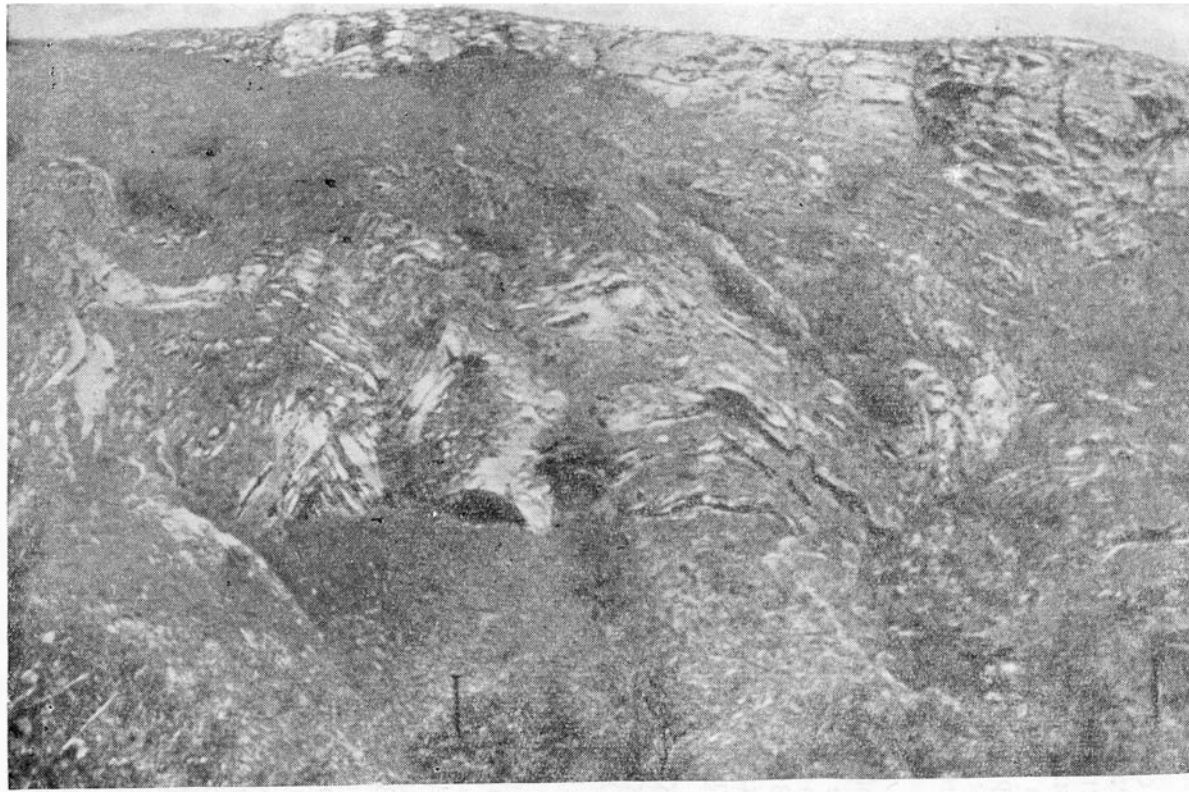
Раннеассинтский метаморфизм и гранитизация в антиклинории Тепла-Баррандовой области; взаимоотношение между различными гранитоидными фациями и метаморфическими зонами (фациями).

В наиболее глубокой гнейсовой зоне метаморфизма: автохтонные метасоматические гранитоиды, представленные гранито-гнейсами Тепла (*6*) (с реликтовыми амфиболитовыми блоками и полосами), окруженные мигматитовой (метатектической) контактовой зоной. В средней зоне метаморфизма (на контакте гнейсовой и слюдисто-сланцевой метаморфических фаций): Гановская зона гранитоидных интрузий и инъекций (*5*) параллельно сланцеватости, большей частью отчетливо отграниченных от парасланцев, без признаков мигматизации (мобилизации); иногда здесь встречаются мелкие инъекционные жилки, параллельные сланцеватости. В верхнюю зону метаморфизма (на контакте слюдисто-сланцевой и филлитовой метаморфических фаций) внедрился небольшой массив лестковских гранитов (*4*); контакт с вмещающими породами частично согласный, частично секущий, всегда резкий, без инъекционных явлений. Граниты частично затронуты тектоническими процессами (дифференциальными движениями), которые обусловили образование зон рассланцевания, но чаще они обладают гранитной текстурой.

Более глубоко расположенные и отчасти более ранние гранитоиды, т. е. синметаморфические и синкинематические (*6*, *5*), по минеральному составу и фациям подобны окружающим породам (чехла). Поэтому отчетливых контактовых явлений не наблюдается. Поздние или посткинематические гранитоиды проникли в верхние зоны метаморфизма и, будучи продуктом высокотемпературной магмы и отличаясь по своему минеральному составу и фациям от окружающих пород, образовали в своей оболочке отчетливую контактовую зону.



Фиг. 4. Складка в силурийских известняках средней Чехии.



Фиг. 5. Дисгармоничная складчатость пограничных силурийских и девонских слоев средней Чехии.

Долина Радотина, близ Праги.

вестфальского яруса С до нижней перми). Денудационные реликты этих бассейнов представлены современными угольными районами Кладно-Раковник, Пльзень, Радница, Манетин, Мирошов и другими небольшими бассейнами (подробнее см. в отдельной статье). Они представляют собой континентальные (преимущественно озерные) осадки, отложенные в депрессиях и опущенных площадях, контролируемых сбросами. Эти депрессии и грабены внутреннего молассового типа были образованы на вновь консолидированной Тепла-Баррандовой межгорной стабильной глыбе. Сбросовые структуры этого времени, образовавшиеся до процессов осадконакопления и одновременно с ними, по большей части имеют согласный, но иногда частично несогласный план по отношению к более ранним структурам. Поэтому они представляют собой, по крайней мере частично, «ренегантные» тектонические элементы по сравнению с ранневарисцийскими структурами.

В вестфальских комплексах представлены также кислые вулканические породы, образовавшиеся в результате субсеквентного вулканизма (порфиры, особенно их туфы и туффиты); в нижнепермских комплексах, как недавно установили Л. Копецки и М. Мальковски, имеются продукты конечного вулканизма (мелафиры).

Осадочные породы нижней перми красноцветного типа протягиваются от главной площади их развития, т. е. Полабья (Лабской долины) и предгорьев Крконоше в северо-восточные районы Тепла-Баррандовой области. Они залегают преимущественно в основании (или поблизости от него) вулканических пород Чешских Средних гор. К югу они перекрывают с очень слабым угловым несогласием угленосные осадочные породы карбона (В. Гавлена и З. Поуба).

В триасе, юре и раннем мелу в пределах Тепла-Баррандовой области осадконакопления в общем не происходило. Площадь была охвачена значительной по масштабам морской трансгрессией только в течение сеномана и турона вместе с коньяком; она началась с востока и развивалась к западу вдоль депрессий, образование которых было связано с раннемеловыми тектоническими движениями, представлявшими ранние стадии саксонской тектоники.

Новая, но уже озерная седиментация началась после позднесенонского и раннетретичного перерыва в позднем олигоцене. После довольно короткого перерыва она вновь возобновилась в неогене. Все третичное осадконакопление происходило почти исключительно в «ослабленной» зоне на границе Тепла-Баррандовой и Рудногорской областей в опускающемся грабене Хебского бассейна и в бассейне, расположенном у подножия Рудных гор. Кроме того, оно происходило в

меньших депрессиях в Пльзеньском районе и в других местах. Саксонское разрывообразование, которое вызвало формирование этих бассейнов, обусловило также и становление третичных щелочных вулканогенных пород, сконцентрированных в Чешских Средних и Доуповских горах. Единичные эруптивы рассеяны, однако, в пределах данной области далеко от этих вулканических центров.

ОБЛАСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОГО ВАРИСЦИЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

М. Машка, В. Зоубек

Рудногорско-Тюрингенская область

Эта область охватывает северо-западную часть Чешского массива, где после интенсивного ассинтского тектогенеза, обусловившего метаморфизм, раздробление и преобразование доассинтского цоколя, и после поздних каледонских тектонических движений[1] происходило интенсивное складкообразование и метаморфизм в период варисцийского тектогенеза, особенно в судетскую фазу. По сравнению с Тепла-Баррандовой областью, расположенной далее к югу, Рудногорско-Тюрингенская область была, по-видимому, гораздо более мобильной и сильнее деформированной в варисцийскую эпоху складчатости. В целом эта область, включая Рудные горы, находилась уже вне варисцийской межгорной стабильной глыбы. В ассинтско-варисцийскую тектоническую структуру здесь включаются участки метаморфизованного доассинтского цоколя молданубского типа. Эти участки, вероятно, обнажаются и на современном эрозионном срезе, но только в ядре структурного поднятия Саксонских гранулитовых гор. Структурно еще более «чужеродные» единицы — мезозональные гнейсовые блоки Мюнхберга, Вильденфельса и Франкенберга, — вероятнее всего, представляют (за исключением их филлитодиабазовой мантии) ассинтский кристаллический комплекс. Все они находятся за пределами Чехословакии и резко выделяются среди их палеозойского неметаморфизованного окружения. На этом полигенном, смятом в складки и даже метаморфизованном фундаменте в депрес-

[1] Местами, вероятно, даже ранних каледонских движений чешской фазы, особенно в районах более консолидированных глыб (например, Мюнхбергской гнейсовой глыбы; H. R. v. Gaertner, 1941).

сиях типа межгорных бассейнов были отложены более поздние варисцийские, частично озерные, угленосные осадки; на территории Чехословакии осадконакопление происходило в течение вестфаля (А, В) и ранней перми, в Саксонии осадконакопление началось в намюре, т. е. задолго до начала осадконакопления во внутренних частях Чешского массива.

На территории Чехословакии находится только часть описываемой области — горное обрамление северо-западной Чехии — горы Рудные и Фихтель. Южнее Рудногорско-Тюрингенская область охватывает большую часть субстрата Хебского и Соколовского третичных угленосных бассейнов и в меньшей степени — третичного угленосного бассейна Духцов — Хомутов — Теплице. На юге эта область примыкает к Тепла-Баррандовой области и частично была описана в предыдущей статье. Мы провели эту границу (точнее, переходную зону) в указанных выше местах на основании стратиграфической интерпретации, согласно которой значительная часть пород, слагающих синклинорий Огрже, представлена палеозойскими отложениями, смятыми в складки и метаморфизованными в процессе варисцийского тектогенеза (Г. Р. ф. Гертнер). Достоверность этой интерпретации подтверждается двумя определениями абсолютного возраста слюдяных сланцев, залегающих в нижней части разреза синклинория; результаты этих определений — 269 и 285 млн. лет (калий-аргоновый метод; В. Шмейкал).

На севере, уже за пределами Чехословацкой Республики, варисцийские складчатые структуры погружаются под пермотриасовые отложения Германского плоскогорья. Тюрингенский Лес, возвышающийся среди платформенных осадочных пород далее к северу, ограничивается сбросами; западный пограничный сброс продолжается далее к юго-востоку в Баварию и целиком ограничивает западное продолжение области. Восточной границей служит так называемый Средне-Саксонский разлом, который обычно принимается за часть Лабской линии. Средне-Саксонский разлом многими геологами интерпретируется как надвиг структурной системы Западных Судет к западу на структуру Рудных гор. Однако точки зрения на характер разрыва и на его относительное значение различны. К дискуссионным вопросам относится также и тектоническое положение самой восточной части Рудных гор, восточной части Альтенбергского блока и участка теплицких порфиров.

Альтенбергская глыба треугольного очертания (В. Зайдлиц, В. Саттран) представляет собой часть от мезометаморфического до катаметаморфического комплекса, отделенную от окружающих структур сбросами меридионального направления и опущенную по ним. Эти сбросы служили каналами для интрузий гранит-порфиров Флае на западе и трещинных

вулканов («Spaltenvulkan», по терминологии немецких геологов), из которых происходило излияние теплицких кварцевых порфиров на востоке. На юге эта глыба рассекается главным Рудногорским разрывом. Опускание Альтенбергской глыбы, по-видимому, было связано с варисцийскими тектоническими движениями, сопровождавшимися субсеквентным порфировым вулканизмом. У восточной границы глыбы сохранились денудационные останцы слабо (эпизонально) метаморфизованной толщи графитовых сланцев с прослойками известковистых сланцев, известняков, лидитов и основных вулканогенных пород (туфов и других пород). По своим литолого-фациальным особенностям и характеру метаморфизма эта толща соответствует, вернее всего, ордовикскому и силурийскому комплексу лабских филлитов, принадлежащих уже к каледонидам Западных Судет.

Восточная граница Альтенбергской глыбы, замаскированная трещинным вулканом теплицких порфиров, может быть принята за нарушение, сопровождающее на западе Средне-Саксонский разлом. Часть кристаллического комплекса в восточных окрестностях Альтенбергской глыбы обычно связывалась с фрайбергскими гнейсами; не исключена возможность того, что здесь представлены также кристаллические породы Западных Судет.

В соответствии с обычной интерпретацией вся область распространения кристаллических пород вплоть до Средне-Саксонского разлома («mittelsächsische Überschiebung», по терминологии немецких геологов) показана на нашей карте как часть Рудногорского антиклинория.

В целом область характеризуется разрывной тектоникой, известной под названием *саксонской тектоники*. Этот термин происходит от названия этой области (Саксония). Сбросы и дислокации были заложены, однако, в различное, по большей части уже в варисцийское, время. Их современный облик — главным образом результат подновления (в некоторых случаях неоднократного) в более поздние стадии неоидной эры. Для этих неоидных движений и был предложен термин *саксонская тектоника*. Большая часть сбросов принадлежит к двум системам: первая из них имеет северо-восточное простирание, вторая — от северо-западного до северо-северо-западного (приблизительно под прямым углом к первой системе). Небольшую роль играют системы других направлений, например меридионального и широтного.

К наиболее крупным разрывам главной системы относится Рудногорский разлом, обусловивший геоморфологическую индивидуализацию Рудных гор и третичного бассейна в их окрестностях, а также разлом Огрже, отделяющий Соколовский бассейн от Славковского Леса. Эти главные разры-

вы сопровождаются сериями параллельных сбросов, достоверно установленных в пределах третичных бассейнов. Из сбросов других систем (от северо-северо-западных до северо-западных) особенно следует отметить сброс Марианске-Лазне с его интересной историей морфологической инверсии, Ашский сброс, продолжающийся к югу в виде Чешского кварцевого жильного пояса, и систему частично минерализованных сбросов Блудна (Ирранг) в Яхимовском районе; на их продолжении к югу в район Рудногорского бассейна экструдировал Доуповский стратовулкан.

Одновременно с эволюцией фаз саксонской тектоники развивался платформенный чехол фундамента, консолидированного в эпиварисцийское время. Ранние проявления саксонской тектоники подготовили условия для трансгрессии сеномана и турона, которая охватила восточную часть рассматриваемой области. В результате более поздних саксонских движений в структурно ослабленной зоне на границе с предшествующей областью возникли сбросовые зоны, в грабенных полях которых (Хебский, Соколовский и Духцов-Хомутов-Теплицкий бассейны) образовались озерные осадки от верхне-олигоценового до плиоценового возраста. По этим сбросам извергалась щелочная магма третичных вулканитов (Доуповский стратовулкан, часть вулканитов Чешских Средних гор и др.). Последние движения в плиоцене обусловили более резкую индивидуализацию главных геоморфологических единиц этой области, т. е. Рудных гор и третичных бассейнов. Эти движения сменились несколькими изолированными излияниями щелочных лав (горы Коморни Гурка, Железна Гурка и др.). Более детальное описание приводится ниже в специальных статьях, посвященных саксонской тектонике и развитию в неоидную эру.

В строении фундамента района, кратонизированного варисцийским тектогенезом, принимают участие доассинтский (молданубский), ассинтский и варисцийский структурные этажи. С последним объединены синкаледонские породы (кембрийские, ордовикские и силурийские), так как в каледонскую эру не сформировался собственный структурный этаж. Докембрийские структурные этажи в варисцийское время были более или менее структурно «перестроены». В некоторых зонах «перестройка» сопровождалась новым варисцийским (динамо) метаморфизмом и неоминерализацией пород.

Так же как и соседняя Тепла-Баррандова область, эта область состоит из ряда синклинориев и антиклинориев, которые, будучи заложенными главным образом в ассинтскую эру, были сформированы или «переработаны» варисцийским тектогенезом. Простирание их осей восточно-северо-восточное

(северо-восточное). Выделяются следующие структуры (от антиклинория Тепла к северу): синклинорий Огрже; антиклинальная зона горы Фихтель — Рудные горы, состоящая из двух соединяющихся антиклинориев (антиклинории гор Фихтель и Рудных); далее, на территории Германии; Фогтланд — Рудногорская синклинальная зона (синклинорий Фогтланд, синклинорий Рудных гор и частичная антиклинальная зона, трансформированная теперь в серию структур, имеющих облик автоморфных горстов, например Мюнхбергская гнейсовая глыба), сопровождаемая антиклинорием, а именно куполом Саксонских гранулитовых гор, и группа подобных структурных зон и структур далее к северу.

Синклинории почти целиком сложены палеозойскими формациями, возраст которых колеблется в различных пределах (например, в синклинории Огрже — до кровли силура, в Фогтланде и Рудных горах — до нижнего карбона включительно). В антиклинориях иногда обнажаются более древние комплексы, такие, как альгонкский, «эокембрийский» до кембрийского (например, в Фихтельгорско-Рудногорской зоне), или в других местах — только нижнеордовикского возраста (в Восточно-Тюрингенском антиклинории). Интенсивность метаморфизма увеличивается с глубиной и в направлении от осей синклинориев к осям антиклинориев.

Этот первичный структурный план осложнен и частично нарушен и замаскирован более поздними варисцийскими и неоидными образованиями, особенно в зоне разрывов и варисцийских интрузивных массивов.

К одной из важнейших характерных особенностей структур чешской части Рудногорско-Тюрингенской области (исключая антиклинорий гор Фихтель) относится общая тенденция к склонению осей (складок и других *B*-осей) к западюго-западу, в то время как в Тепла-Баррандовой области наблюдается обратное явление: к восток-северо-востоку структура переходит в поднятие. В связи с этим в указанном направлении исчезают нижнепалеозойские породы синклинория Огрже и постепенно в структуре Рудных гор появляются породы зон более глубокого метаморфизма; одновременно расширяется полоса выходов ассинтского структурного этажа.

В западной части Рудногорского антиклинория установлен участок с более крутым склонением оси [осевой перегиб (ramp) Божи Дар], простирающийся на северо-запад, т. е. перпендикулярно к оси гор. В этом перегибе выступают (или, точнее, расширяют свои входы) более глубоко залегающие протерозойские структуры (сложенные слюдяными сланцами, гнейсами и мигматитами) средних и восточных частей Рудных гор. Этот осевой перегиб представляет собой важный структурный элемент данной площади, происхождение кото-

рого, вероятно, обусловлено разрывом земной коры на больших глубинах. На своем северо-западном продолжении он проявляется в юго-западном конце Саксонских гранулитовых гор, которые будучи частью доварисцийского фундамента, выступают здесь из-под варисцийских структур. В современном своем виде осевой перегиб Божи Дар сформировался в судетскую фазу варисцийского складкообразования.

Структура перегиба была, однако, унаследована от более древних, вероятно доассинтских, глубинных структур. Об этом также свидетельствует связь его простирания с простиранием западного окончания гранулитовых гор. С другой стороны, его влияние сказывается также и в более поздние периоды. Варисцийские позднеорогенические гранитоиды использовали тектонический шов осевого перегиба Божи Дар для внедрения в верхние горизонты земной коры, где они образовали наиболее крупный гранитный купол Рудных гор — гранитный массив Карлови-Вари.

С «ослабленной» зоной осевого перегиба Божи Дар связываются проявления наиболее богатой рудной минерализации Рудных гор, так же как образование системы сбросов Блудна (Иррганг) в районе Яхимова. В более поздние стадии минерализации в Рудных горах эта зона разрывов служила каналом для гидротермальных растворов кварц-гематитовой жильной формации, а далее к юго-востоку — для подъема третичных магматитов после саксонского сбросо-складкообразования (Доуповский стратовулкан).

Осевой перегиб Божи Дар служит примером поперечной варисцийской структуры, типичной для всей Рудногорско-Тюрингенской области. В варисцийском структурном плане эти поперечные структуры проявляются как осевые поперечные депрессии, структуры типа рампов, зоны поперечных дислокаций и как различные комбинации этих структур.

На территории Чехословакии примером поперечной осевой депрессии служит соединительное звено между антиклинориями гор Фихтель и Рудных. Из поперечных разрывных структур, окружающих Альтенбергскую глыбу (см. ниже), можно упомянуть небольшой сложный «двойной грабен» Брандова (два наложенных диагонально пересекающихся трога) и раннюю структуру современных полей грабенов Хебского бассейна.

На территории Германии имеется ряд крупных и более мелких структур. Весьма протяженной и крупной поперечной структурой является так называемая *Франкенвальдская поперечная зона*, которая характеризует всю западную часть области. Г. Горстиг (G. Horstig, 1956) и другие исследователи считают эту структуру двусторонним осевым перегибом.

К поперечным структурам относят также системы сбросов, краевые члены которых (например, краевой сброс гор Фихтель) ограничивают всю область с запада и востока.

Первичное происхождение поперечных осевых депрессий, которые обусловили волнистость шарниров складок (и других *B*-осей) и особенно осевых перегибов, связано с более глубинными коровыми структурами.

В Рудногорско-Тюрингенской области преобладают вергенции варисцийских складок и складчатых структур к северу. В отдельных зонах (например, горах Фихтель) наблюдается вергенция в южном направлении. Поэтому в некоторых местах они создают впечатление небольших двусторонних орогенов.

Варисцийская структура области, ее формирование, продольные и поперечные ослабленные зоны связываются с рядом тектоно-магматических явлений.

На поверхности обнажается серия гранитоидных тел — массивов. Наиболее важный из них — Карлововарский массив, южная часть которого (Славковский Лес) отделяется от нейдек-айбенштокской части отложениями Соколовского бассейна. Этот массив сопровождается группой более мелких выходов и двумя более крупными массивами (Кирхбергским и Бергенским). Далее следует отметить Фихтельгорский массив. Другие гранитные массивы обнажаются в Саксонии и Тюрингии. В средней и восточной частях Рудногорского антиклинория имеется несколько небольших массивов (Флае, Бобрицш, Шеллерхау) и ряд мелких гранитных штоков типа Циновец, Альтенберг и Крупка. Эти штоки сложены породами, известными как оловоносные граниты (Zinngranite).

Данные новых исследований обеих частей Рудногорско-Тюрингенской области — саксонской и чешской, которые были проведены в больших объемах с использованием глубокого бурения, подземных горных работ и геофизических методов, особенно в Саксонии (А. Вацнауэр, О. Эльснер и др.), показали, что варисцийские гранитоиды этой области образуют почти непрерывную субповерхностную систему, «слой» интрузивных тел. Гранитные массивы большего или меньшего размера, обнажающиеся на поверхности, представляют собой апикальные части наиболее высоких куполов и апофизы этого «гранитного слоя». Эти условия в значительной степени аналогичны условиям во внутренних районах Чешского массива (относящихся к варисцийской межгорной глыбе), но изучены они более полно.

Внутренняя структура, так же как и субповерхностные морфологические особенности этих гранитных слоев, очень интересна. Морфологические их особенности уже довольно хорошо изучены; недавно они были специально обобщены

А. Вацнауэром. Как на типичную особенность структу можно указать на тенденцию к образованию продольных толитовых поднятий (соответствующих приблизительно п тонам) и «гранитных гребней». Эти гребни имеют харак относительно узких образований, осложняющих батолитов зоны; они занимают в большинстве случаев поперечное по жение относительно главных осей структуры данной обла и расположены, как правило, в зонах куполов. В некотор местах наблюдаются признаки, указывающие на сочета мелких поперечных гребней с продольными. В качестве п мера можно привести Карлововарский массив со связанны с ним небольшими куполами; его юго-западная часть и Б генский купол «выстраиваются» уже в продольном направ нии. Предполагается, что в необнаженных горизонтах райс Франкенвальдской поперечной зоны структура «гранитн слоя» обладает аналогичными особенностями.

Для краткости мы используем термины *Рудногорский п тон, Фихтельгорский плутон* и т. д., даже если они и не всем точны. Этими терминами мы определяем систему суб верхностных и обнаженных тел гранитоидов, взаимно связ ных и прорывающих друг друга, которые, например, залега в основании Рудногорского антиклинория. Что касается п исхождения гранитоидных массивов и плутонов, обнаженн в настоящее время, то они образовались в течение несколь ких интрузивных фаз; генетически, однако, гранитоиды от сятся к одному и тому же интрузивному комплексу (вар цийскому) и к одному и тому же магматическому циклу. М можем допустить подобные условия на большей части общ ной площади скрытого «гранитного слоя».

Среди различных типов гранитоидов и отдельных их т можно выделить три или четыре группы, соответствующие и трузивным фазам относительно разного возраста в предел варисцийского цикла. Часто различают только две груп гранитоидов: так называемые нормальные, или горные, гр ниты (Gebirgsgranite) и автометаморфизованные, или руд горские, граниты (Erzgebirgsgranite) с их разностью олов носных гранитов. К наиболее древней группе, геологическ возраст которой спорен, могут относиться некоторые диорит сиениты до гранодиоритов, развитые в Саксонии, в больш стве случаев рассматриваемые как доварисцийские. Ко вт рой группе, несомненно варисцийского возраста, принадлеж граниты, называемые в горах Рудных и Фихтель нормал ными гранитами. К гранитам третьей группы этой зоны гранитам последней группы, которая часто связывается третьей, относят сильно автометаморфизованные грани (с проявлениями также грейзенизации) характерных штоко (оловоносных гранитов) типа Циновец (Циннвальд).

В гранитоидах наиболее древней группы наблюдаются отчетливые следы сининтрузивного давления, продолжительной магматической кристаллизации (параллельная ориентировка, катаклаз) и более молодых, главным образом катакластических, деформаций.

В меньшей степени эти явления характерны для нормальных гранитов; в молодых гранитах они полностью отсутствуют (V. Zoubek, 1951).

Интрузии более молодых гранитов сопровождались интенсивными пневматолито-гидротермальными процессами. Сильный автометаморфизм гранитов и богатая минерализация связаны с ними пространственно (парагенетически), а в значительной степени также и генетически. Минерализация по своей природе частично пневматолитовая (олово, молибден, вольфрам), но главным образом гидротермальная (полиметаллическая минерализация различных типов и других парагенезисов).

Процесс минерализации от наиболее высоких температур к низким носит отчетливо пульсационный характер. Часть олово-вольфрамово-молибденовых жил пегматитового типа представлена пневматолитовыми кварцевыми жилами, замещенными гидротермальным калиевым полевым шпатом (М. Штемпрок).

С группой нормальных гранитов связана только слабая минерализация, называемая саксонскими геологами eq-формацией (так называемая благородная кварцевая формация. — *Прим. ред.*).

В противоположность молодым гранитам, интрузии нормальных гранитов сопровождаются сравнительно многочисленными дайками главным образом лампрофиров и гранит-порфиров.

С самыми молодыми гранитами связаны эффузии и субвулканические тела различных порфиров; наиболее значительное порфировое тело на территории Чехословакии представлено трещинным вулканом Теплице. Эти порфиры прорываются штоками более молодых оловоносных гранитов (Циновец, Альтенберг), по своей природе также относимыми к субвулканическим интрузиям. Последние, подобно предшествующим и последующим вулканитам, совершенно определенно имеют характер «субсеквентного магматизма», согласно терминологии Г. Штилле. С точки зрения некоторых геологов (в том числе и В. Зоубека), остальные автометаморфизованные граниты также относятся к продуктам этого типа магматизма.

Корреляция многофазного внедрения магмы во время образования Рудногорского плутона, в котором проявлены довольно сложные структуры и дифференциация с отдельными

стадиями развития варисцийских структур, еще не вполне однозначна. Имеется довольно широкое толкование этих важных вопросов, и даже у авторов настоящей статьи нет единого взгл..да.

В. Зоубек считает, что граниты второй группы имеют намюрский, послесудетский или, более вероятно, послерудногорский возраст, а возраст гранитов третьей группы — астурийский. Самые поздние оловоносные граниты он относит к более молодой субфазе гранитов третьей группы.

Согласно точке зрения М. Машки, интрузии первой группы причинно связаны с тектоническими процессами бретонской фазы, а интрузии второй группы — судетской фазы. По его мнению, внедрение гранитов третьей группы связано с рудногорской фазой, а последней группы — с астурийскими движениями. М. Машка разделяет астурийский процесс на частный «раннеастурийский» тектонический процесс, который достиг кульминации примерно на границе вестфаля *B-C* или вскоре после нее, и астурийский процесс, соответствующий обычному пониманию этого термина (или позднеастурийский). С раннеастурийской тектонической активностью причинно связывается также субаэральный порфировый вулканизм. Остатки продуктов этого вулканизма известны в озерном угленосном бассейне Флёа, озерных бассейнах Тепла-Баррандовой области (вестфаль *C*) и во Внутрисудетской депрессии. Он утверждает, что допермские порфиры восточной части Рудных гор и Тарандского и Майссенского районов, а также альтенбергские порфиры Западных Судет также связаны с этими тектоническими движениями. Теплицкие порфиры и сравнительно более молодые гранит-порфиры и оловоносные границы Циновца и Крупки могут рассматриваться как сопровождающие затухающие движения раннеастурийской тектонической активности или начальные движения позднеастурийского интервала. Далее, он полагает, что, во-первых, тектонические движения рудногорской фазы в этой области были последними, которые влияли или были способны влиять на структуру пород, обусловив, например, катаклаз; если бы нормальные граниты были послерудногорского возраста, катаклаз в них не был бы столь обычным явлением; во-вторых, все известные факты указывают на то, что нормальные граниты консолидировались в условиях больших глубин (под вышележащими породами большей мощности), чем более молодые. Из этого следует, что в промежуток времени между внедрением этих интрузий покрывающие их породы были частично эродированы (ср. V. Zoubek, 1951). Те и другие породы интрудировали примерно в одних и тех же местах; они характеризуются сложными пространственными взаимоотношениями. Представляется, что процесс ку-

полообразования судетского возраста, сопровождавшийся поднятием и особенно денудацией Фихтельгорско-Руднегорской зоны, был более интенсивным, чем аналогичные явления, связанные с рудногорским интервалом.

Основные продольные структурные единицы на территории Чехословакии могут быть охарактеризованы следующим образом.

Синклинорий Огрже, ось которого простирается в восток-северо-восточном направлении и погружается к западу, представляет собой самую южную типично варисцийскую структурную единицу. Он сложен эпи-, частично мезометаморфизованными палеозойскими породами (силур — кембрий; см. ниже). В некоторых местах породы лишь слабо метаморфизованы.

Стратиграфический возраст первичных осадков в настоящее время достаточно точно установлен, особенно после исследований немецких геологов (например, Г. Р. ф. Гертнера) в баварской части синклинория. В Чехословакии эти породы, встречающиеся местами (особенно в Хебском районе), представлены силурийскими отложениями (которые устанавливаются по типичным саксо-тюрингенским фациям), постепенно переходящими в подстилающие породы ордовика. На северо-западе филлиты и филлитизированные сланцы синклинория соединяются с филлитами западной части брахиантиклинального замыкания Фихтельгорского антиклинория. Эти филлиты стратиграфически вполне аналогичны (судя по маркирующим горизонтам); по направлению к северу они постепенно переходят в неметаморфизованные слои с богатой кембрийской, ордовикской и силурийской фауной, обнаруженной вблизи Хофа.

К востоку синклинорий срезается грабеновым полем Хебского бассейна, южную половину которого он подстилает. Другие сочленения скрыты под третичными отложениями Соколовского бассейна, а восточнее поперечного Карлововарского гранитного массива — под Доуповским стратовулканом. Этот стратовулкан подстилается третичными осадками. Как отмечалось выше, из-под них вблизи Острова (деревня Моржичов) выступают палеозойские породы, слагающие, вероятно, другую скрытую часть синклинория Огрже; эти породы быстро исчезают в восточном направлении. Контакт синклинория Огрже (южная граница) с фундаментом нормальный, не тектонический и представляет собой переход слюдистых сланцев в вышележащие филлиты основания синклинория.

Из-за плохой обнаженности вергенция частных структур не была изучена в достаточной степени. В разрезах, расположенных далее к северу, вероятно, преобладает вергенция к

югу (Й. Голубец), на юге она «осциллирует» и меняется местами вплоть до обратной.

Метаморфические породы синклинория Огрже по своему характеру отличаются от метаморфических пород района Рудные горы — горы Фихтель. В мелкозернистых породах верхних метаморфических зон (филлиты)синклинория Огрже мы наблюдаем большое количество биотита, ставролита, андалузита, граната и частично также микроклина и отсутствие или относительно малые количества альбита. Мобилизация компонентов, составляющих альбит (порфиробласты или пойкилобласты альбита), которая так типична для мезозональных и эпизональных метаморфитов Рудных гор, обычно отсутствует или проявлена в ничтожной степени в соответствующих зонах метаморфизма в пределах синклинория Огрже; более заметна она в переходной зоне к Рудногорскому антиклинорию. Такой характер метаморфизма наводит на мысль, что в процессах метаморфизма пород синклинория Огрже температура играла более важную роль, чем кинетический фактор.

Антиклинорий гор Фихтель во всех отношениях тесно связан с Рудногорским антиклинорием. Оба антиклинория образовались как два звена одной и той же структуры более высокого порядка (т. е. Фихтельгорско-Рудногорской антиклинальной зоны), унаследованной от аналогичной ассинтской структуры. Палеозойские комплексы были отложены на денудированных допалеозойских структурах; вместе с ними они подверглись дальнейшим тектоническим преобразованиям, на которые в значительной степени влияла внутренняя структура ассинтского фундамента. В настоящее время они представлены более или менее измененными породами, метаморфизм которых увеличивается как с глубиною, так и в направлении к ядрам антиклинориев. Породы более нижнего, т. е. ассинтского, структурного этажа в процессе интенсивного варисцийского метаморфизма и складкообразования были переработаны, а на территории Чехословакии часто почти полностью вновь метаморфизованы (неоминерализованы). В целом донамюрская структура Фихтельгорско-Рудногорской зоны представляет собой гомогенную систему, состоящую из сплошной толщи метаморфических пород, содержащих «зародыши» современных гранитных массивов. Самые нижние части разреза сложены сильно метаморфизованными (частью даже катаметаморфизованными) и мигматизированными биотитовыми гнейсами и ортогнейсами, которые выше сменяются биотит-мусковитовыми гнейсами и слюдистыми сланцами, и, наконец, филлитами и слабо филлитизированными, до совершенно неизмененных, осадками. Синметаморфическая мобилизация проявляется в наиболее глубоких зонах

метаморфизма мигматизацией (гранитизацией), сопровождаемой кристаллизацией более основных плагиоклазов (олигоклаза или более основных) и в некоторых местах даже калиевых полевых шпатов; в вышележащих зонах метаморфизма — от слюдисто-сланцевой до филлитовой — имеет место мобилизация и порфиробластез олигоклаз-альбита до альбита.

В ядре Фихтельгорского антиклинория, имеющего меньшие размеры, находится продольный гранитный массив. Массив окаймляется породами, отличающимися высокой степенью метаморфизма (вероятно, ассинтского) и телами ортогнейсов, которые образуют две прерывистые, по большей части совсем узкие полосы. Остальная часть антиклинория состоит из варисцийских эпи- (до мезо-) метаморфитов (филлитов, слюдяных сланцев, метаморфизованных силурийских, ордовикских и кембрийских пород). Контакт гранитного массива с гнейсами, слюдистыми сланцами и филлитами интрузивный, сопровождаемый контактовым метаморфизмом, особенно хорошо выраженным в ордовикских породах (в баварской части гор Фихтель).

Гранитный массив сложен нормальными и автометаморфизованными гранитами. В нормальных гранитах местами проявлена «линейность» (слабо выраженная параллельная текстура), параллельная оси антиклинория. Северное крыло антиклинория полностью сохранилось и к северу переходит в синклинорий. Большая часть южного крыла структурного купола срезана продольным сбросом, по которому антиклинорий примыкает к синклинорию Огрже. Контакт между филлитами и слюдяными сланцами, так же как и между слюдяными сланцами и гнейсами, не тектонический и не резкий. Эти контакты представляют собой широкие зоны, характеризующиеся постепенным повышением степени метаморфизма. Совершенно аналогичные условия наблюдаются в антиклинории Рудных гор. Внутреннюю структуру антиклинория и вергенцию его смятых комплексов недавно заново изучил Й. Голубец. Из его микротектонических построений (пока еще не опубликованных) следует, что варисцийские метаморфические породы всего северного крыла (на территории Чехословакии) имеют южную вергенцию и разбиты кливажем скалывания (филлиты). В деталях структура этих комплексов, отличающаяся сложностью, обнаруживает несколько систем складчатости, S-образных плоскостей (в некоторых местах) и линейных элементов; тем не менее в общем она гомогенна (согласно Б. Зандеру). В некоторых местах предполагается существование чешуйчатой структуры (В. Егер, Х. Эберт). В грубых чертах, однако, залегание отдельных комплексов довольно простое: обычно они полого или под средними углами падают к северу. На западе и востоке Фихтель-

горский антиклинорий переходит в поперечные осевые депрессии.

Рудногорский антиклинорий — сложная структурная единица; сложен он в основном кристаллическими сланцами и гранитами. Шарнир антиклинория умеренно наклонен к запад-юго-западу. Степень метаморфизма пород увеличивается с глубиной и к внутренним частям структуры — с запада на восток, т. е. точно в направлении воздымания шарнира антиклинория. В этом направлении наблюдается постепенный переход метаморфических пород эпизоны в породы мезозоны и развитие процессов мигматизации (мезозональной). В средней части Рудных гор мигматиты и ортогнейсы преобладают; в восточной части встречаются мигматиты более высокой ступени (уже катазональные), переходящие в ортогнейсы так называемого Фрайбергского ядра. Метаморфические породы катазоны («верхов» катазоны) распространены лишь на небольшой площади к северу от Острова. Западная часть антиклинория и значительная часть его северного крыла сложены метаморфическими породами эпизоны, которые к северу и северо-западу переходят в горизонтальном направлении в ранне- и среднепалеозойские метаморфические породы территории, называемой *Фогтландом*. Метаморфические породы гор Рудных и Фихтель резко отличаются по общему характеру метаморфизма от метаморфических пород Славковского Леса и Тепельских гор. Наиболее заметным макроскопическим отличием служит альбитовый кристаллобластез варисцийского времени в Фихтельгорско-Рудногорской зоне. В геологическом отношении кристаллический комплекс гор Рудных и Фихтель отличается обилием ортогнейсовых метаморфических пород и мигматитов и в меньшей степени — присутствием основных метаморфических пород.

Центральная часть и все северное крыло антиклинория хорошо сохранились; южное крыло срезано Рудногорским разломом. Кристаллические сланцы антиклинория продолжаются далее к югу в субстрат Рудногорского грабена, хотя и не прослеживаются далеко за его пределы. В продольном направлении непрерывность антиклинорной структуры нарушается поперечным гранитным массивом Карлови-Вари (на западе), серией поперечных разрывов, поперечным сложным брандовским грабеном и в восточной части Рудных гор — системой сбросов Альтенбергской глыбы, сопровождаемых поздневарисцийскими субсеквентными магматическими образованиями. Северное крыло и брахиантиклинальное полузамыкание вырисовывается по смене метаморфических зон и подзон. Главные метаморфические зоны (филлитовая, слюдисто-сланцевая и гнейсовая) характеризуются параллельными взаимоотношениями без тектонических контактов и

постепенными переходами одних фаций метаморфизма в другие. Постметаморфические дислокации имеют только местное значение.

На основании возраста и степени метаморфизма, среди метаморфических пород Рудных гор можно выделить: а) древний и структурно более глубоко залегающий комплекс, состоящий главным образом из биотитовых, биотит-мусковитовых гнейсов (первоначально ассинтских) и биотит-мусковитовых, редко мусковит-хлоритовых слюдяных сланцев (частично подвергшихся диафторезу); б) верхний (варисцийский) метаморфический комплекс пород, характеризующийся минеральными фациями биотит-хлорит-мусковитовых слюдяных сланцев и хлорит-мусковитовых филлитов, которые вверх переходят в слабоизмененные филлитовые сланцы; в ордовике Саксонии в этих сланцах были найдены остатки фауны. В противоположность нижнему комплексу верхний комплекс содержит частые прослои светлых кварцитов (в нижних слоях изредка встречаются прослои мелкообломочных конгломератов) и в самых низах — довольно мощные прослои чистых карбонатных пород (известняков, доломитов). В обоих метаморфических комплексах имеются метабазиты (амфиболиты, эклогиты), представляющие собой измененные продукты геосинклинального вулканизма.

Несогласие и вероятный перерыв в метаморфизме между более древним и более молодым комплексами в большей части чехословацкого участка Рудногорского антиклинория были затушеваны варисцийским тектогенезом. В результате этого процесса были более или менее изменены породы верхнего комплекса и переработаны породы нижнего, вследствие чего первоначально разнородные единицы были превращены в однообразную метаморфическую толщу (термин используется в смысле метаморфической зональности; ср. V. Zoubek, 1948). Предполагается, например, что кое-где имеется несогласие в субстрате яхимовских двуслюдяных гнейсов и в слюдисто-сланцевом поясе Клиновца (см. ниже). В восточной части Рудногорской области несогласие является очевидным (см. стр. 87) и «переработка» оказалась неспособной уничтожить перерыв в метаморфизме.

В настоящее время внутренняя структура метаморфических и интрузивных комплексов изучается несколькими геологами с помощью микротектонических методов. Я. Зикмунд продолжает после О. Кодыма (мл.) изучение внутренней структуры Карлововарского массива; гранитный шток Циновец изучает М. Штемпрок. С помощью статистического анализа трещиноватости часто можно отличить «нормальные» граниты от автометаморфизованных, распространенных на той же площади. В нижнем метаморфическом комплексе (см.

ниже) Рудных гор (по крайней мере в центральной их части) развиты метаморфические складчатые структуры, имеющие преимущественно северную вергенцию (К. Бенеш и Й. Голубец). Частные структуры верхнего комплекса метаморфических пород обладают южной вергенцией (район Краслице изучают Й. Голубец и В. Шквор, область филлитов к северо-западу от Яхимова — В. Саттран).

Ядро антиклинория состоит из нескольких куполов; наиболее крупные из них Св. Катерина, Шварценберг, Сайда, Фрайберг и Аннаберг. На площади осевого перегиба Божи Дар особенно развиты лежачие складки, ядра антиклиналей которых обычно сложены ортогнейсами (В. Зоубек).

Стратиграфический возраст первичных осадков в Рудных горах не столь ясен, как в синклинории Огрже и антиклинории гор Фихтель.

Относительно ясны условия, господствующие в западном антиклинальном замыкании (район Краслице), которое отделяется от более восточных частей антиклинория Карлововарским массивом. Стратиграфическое подразделение филлитовых комплексов на площади Альтенбергского блока также, по-видимому, не вызывает сомнения.

В то время как возраст всего разреза пород нижнего метаморфического комплекса, который слагает большую часть антиклинория, обнажающуюся на современной поверхности, может быть определен довольно точно (альгонк или альгонк + «эокембрий»), возраст покрывающих комплексов, залегающих восточнее Карлововарского гранитного массива, устанавливается с большим трудом (особенно в районе Яхимова).

В окрестностях Яхимова стратиграфическая колонка кристаллических комплексов Рудных гор наиболее полно представлена в пределах Чехословакии. Однако вследствие развития некоторых дислокаций и других структурных осложнений их первоначальная стратиграфическая последовательность до некоторой степени сомнительна. Это относится главным образом к корреляции отдельных формаций или маркирующих горизонтов. Поэтому относительно геологического возраста отдельных комплексов и стратиграфического их положения мнения геологов расходятся. Ниже приводится общая характеристика комплексов первичных осадков или групп пород, которые могут быть выделены на карте. Они расположены в порядке, который соответствует нашим представлениям об их стратиграфической последовательности, наиболее вероятном возрасте [для средней части колонки основанном на историко-тектоническом и палеогеографическом анализе (М. Машка)] и мощностях (согласно Е. Г. Дистанову и др.) первичных осадков (последовательность напла-

стования устанавливалась в большинстве случаев совместно с В. Лоренцем и К. Готом). Мы выделяем три серии пород (сверху вниз):

III. Верхняя серия содержит следующие формации:

в — псаммито-пелитовая формация (свыше 1500 *м*), фактически лишенная вулканических пород и представленная пелитами и алевритовыми псаммитами, по большей части переслаивающимися; в ней встречено несколько значительных горизонтов кварцитов, из которых три особенно важны: светлые верхние, или фукоидные, кварциты (в пределах Чехословакии в типичном развитии представлены лишь в виде исключения), темные магнетитовые кварциты и светлые нижние кварциты (= кварцитам Фрауэнбаха?); предполагаемый возраст этого комплекса — нижний ордовик;

б — псаммито-пелитовая формация (до 400 *м*?), содержащая вулканические породы (диабазовые туфы, туффиты, местами известковистые, диабазы), которые обычно ассоциируют с псаммитовыми осадками (современные кварцитовые породы);

а — формация с более высоким содержанием графитового вещества в породах; в Яхимовском районе она находится между формациями III*б* и II*б* и, возможно, частично замещает их фациально. Наиболее обычная метаморфическая фация этой серии представлена хлорит-серицитовыми филлитами, часто с порфиробластами альбита.

Серия III*б*, вероятнее всего, соответствует самым низам ордовика; серия III*а* относится либо к ордовику, либо к кембрию или имеет кембро-ордовикский возраст.

II. Средняя серия (~ до 600 *м*):

б — пелито-псаммитовая формация, содержащая многочисленные прослои диабазов и пропластки кварцитов; в нижних частях имеется один или два маркирующих горизонта светлых, редко тонкообломочных, конгломератовых кварцитов (кварциты Клиновец);

а — формация (относительно небольшой мощности) с невыдержанным карбонатным горизонтом (относительно чистые кристаллические известняки на саксонской стороне у Визенталя) и тонкими прослоями основных вулканических пород неопределенного возраста (согласные интрузии?) в псаммито-пелитовых породах; метаморфическая фация этой серии представлена гранат-мусковит-биотитовыми слюдяными сланцами с хлоритом или без него, содержащими альбит до олигоклаз-альбита; в верхних частях переходит в метаморфические фации серии III.

В этой серии впервые появляются мусковитовые (до двуслюдяных) ортогнейсы.

Серия II имеет, вероятно, кембрийский возраст (см. ниже).

I. Нижняя серия (яхимовская):

б — пелитовая (до псаммито-пелитовой) формация (максимальная мощность 1000 *м*), содержащая прослои граувакк и реже в верхних частях — прослои полимиктовых конгломератов, а в нижних — прослои графитовых сланцев, ассоциирующих с загрязненными известняками. Основные вулканические породы образуют изолированные прослои (в какой-то мере соответствующие ранее упомянутым согласным интрузиям); примерно с той же последовательностью в восточной части субстрата серии II выделяется комплекс, в настоящее время представленный биотит-мусковитовыми сланцами с частыми прослоями метабазитов (часто в эклогит-амфиболитовой фации), который может быть сопоставлен со «спилитовым» альгонком средней Чехии;

а — монотонная очень мощная формация пелитовых и реже грауваккових осадков, изредка включающая основные магматические породы.

Метаморфические фации этой серии: от биотит-мусковитовых сланцев до биотитовых гнейсов, частично тонкозернистые гнейсы типа «dichte Gneise». Количество ортогнейсов и интенсивность мигматизации, которая наблюдается в этой серии, увеличиваются с глубиной.

Предположительный возраст серии — альгонк, частично «эокембрий».

Относительно возраста первичных осадков на этой и других площадях Рудных гор были выдвинуты и другие гипотезы. Эти вопросы недавно изучал В. Саттран.

О. Кодым (ст.), А. Ф. Любанов и В. Шквор склонны относить весь комплекс пород (I + II + III) к альгонку; Е. Н. Дистанов и другие геологи, сопоставляя клиновецкие кварциты (II *б*) с аналогичными породами Фрауэнбаха (Тюрингия), возраст которых определен как ордовикский, предполагают, что весь комплекс имеет ордовикский возраст. Они считают, что яхимовская серия I залегает стратиграфически выше серии II.

В Саксонии комплекс, сходный с I*б*, местами залегает (структурно) на комплексе II*б*. Некоторые саксонские геологи рассматривают это налегание как стратиграфическое и определяют возраст данного комплекса как кембрийский. Это «налегание» может быть также интерпретировано как выход комплекса I *б* в ядре антиклинальной структуры.

Из общих геологических условий следует [см. также O. Kodym (sen.), 1954, и личное сообщение А. Вацнауэра], что наиболее глубокие горизонты всей области сложены комплексами пород, смятых в складки и метаморфизованных в течение молданубского тектогенеза. На территории Чехословакии эти «молданубские комплексы» нигде не обнажены. На сак-

сонской стороне они встречаются, вероятно, только в куполе Саксонских гранулитовых гор, древнее ядро которых состоит из кристаллических пород определенно молданубского типа (ср. А. Вацнауэр, см. K. Pietzsch, 1956); в пределах других структур они занимают положение очень маленьких древних ядер.

Более молодой структурный этаж, представленный структурами, образованными ассинтским тектогенезом, включает в основном альгонкскую серию и эокембрий (?), которые подверглись ассинтскому складкообразованию и метаморфизму и были снова смяты в складки и метаморфизованы в варисцийский период складчатости.

В современной структуре кристаллический комплекс, представляющий эти альгонкские и эокембрийские серии, занимает обширные площади в Рудногорском антиклинории, частично также в антиклинории гор Фихтель, и меньшие площади — в Тюрингии. Этот комплекс обнажается только в ядрах ассинтско-варисцийских антиклинориев.

Эта стратиграфическая концепция подкрепляется проводимой аналогией с альгонком и эокембрием внутренней Чехии, так же как присутствием альгонка в Тюрингии и в Эльбтальских сланцевых горах, где проявляется ассинтская складчатость и метаморфизм низкой ступени. Она подтверждается, далее, тем фактом, что породы (метаморфизованные), нижнепалеозойский возраст которых точно установлен, залегают только в верхних частях кристаллического комплекса гор Рудных и Фихтель, а также в синклинории Огрже.

Присутствие альгонка в метаморфических породах Рудных гор предполагали еще К. Питч (K. Pietzsch, 1914) и Р. Кеттнер (R. Kettner, 1914). Их точка зрения основывалась на фациально-литологическом сходстве пород с породами средней Чехии. Она подтвердилась данными недавних исследований, проведенных в Рудных горах (К. Бенеш, Й. Голубец, В. Саттран, В. Шквор).

Примечание

Стратиграфическая классификация досилурийских метаморфизованных комплексов в Рудногорско-Тюрингенской области, а часто также ордовикских и силурийских, основывается только на литологических аналогиях, которые не всегда надежны. Поэтому стратиграфическая концепция, по крайней мере в некоторых ее моментах, является гипотетичной. Это относится и к некоторым геологическим, структурным, историко-геологическим и другим построениям, сделанным на основании этой стратиграфической схемы.

Ассинтский структурный этаж, кроме палеозойских толщ, включает также докембрийские горстоподобные гнейсовые блоки: Вильденфельс, Франкенберг и Мюнхберг (с древними гранитоидами). Их слюдисто-сланцево-гнейсовые метаморфи-

ческие породы и гранитоиды (в которых местами наблюдается ориентировка минералов) были переработаны и подверглись диафторезу в варисцийское время. Не исключено, что ассинтский структурный этаж представлен также в Саксонских гранулитовых горах, в нижней оболочке (слюдяные сланцы, слюдяные сланце-гнейсы) их древнего ядра.

Ф. Э. Зюсс (F. E. Suess, 1926) считал упомянутые блоки, в настоящее время по большей части ограниченные сбросами, так же как Саксонские гранулитовые горы и гранулиты Огрже (близ Кадани и Хомутова), частями Молданубикума, надвинутыми на эту область с юга. Эта концепция одновременно развивалась и другими геологами (Ф. Коссмат, А. Вурм). В настоящее время, однако, мы считаем эти блоки частью древнего фундамента, поднятого из глубины варисцийскими дислокациями (А. Ротплетц, также Г. Клоос, Г. Р. ф. Гертнер, Ф. Лотце, К. Питч, Г. Штилле, А. Вацнауэр и др.). Их современное структурное положение и развитие, в результате которого они приобрели хорошо известную форму горстоподобных гнейсовых блоков (напоминающих автоморфные горсты), находящихся среди варисцийских филлитов и неметаморфизованных отложений палеозоя, позволяет считать, что они имеют варисцийский возраст.

Геологическое положение этих гнейсовых блоков (особенно их молодых докембрийских компонентов) в докембрийскую эру еще не установлено. Некоторые авторы считают их аналогами молданубской серии. Это обусловлено тем, что ни стратиграфия этих блоков, ни возраст их гранитоидов точно не известны. Их отношение к высокометаморфизованному кристаллическому комплексу Рудных гор также не ясно. Они не примыкают к этому комплексу и лежат в другой структурной подзоне, в которой слабее проявлены варисцийские деформации, а некоторые их части скорее напоминают кристаллический комплекс антиклинория Тепла. Общие геологические условия (стратиграфические и особенности метаморфизма) свидетельствуют, что блоки имеют докембрийский возраст, но что они моложе молданубской серии. Альгонкский возраст первичных осадков в древних параметаморфических породах Мюнхбергской единицы был установлен, например, А. Шюллером (A. Schüller, 1947) по аналогии с Рудными горами. Имеются также косвенные данные палеогеографического, историко-структурного и палеотектонического характера, которые указывают на ассинтский возраст гнейсовых блоков. Их гранитоиды (которые в варисцийское время подверглись смятию, были милонитизированы и частично перекристаллизованы), типичные для Мюнхбергской и Франкенбергской единиц, также имеют докембрийский возраст (К. Шойманн, А. Шюллер).

Существование ассинтского структурного этажа косвенно доказывается тем, что метаморфизованные нижнепалеозойские отложения Рудногорского антиклинория стратиграфически и структурно залегают на мощных метаморфизованных комплексах пород, которые без сомнения можно отнести к допалеозойским. Метаморфизованный палеозой северного крыла антиклинория переходит к северу и северо-западу в неметаморфизованный нижний палеозой Рудногорского и Фогтландского синклинория. Предположение о существовании независимого ассинтского структурного этажа подтверждается наличием обнажений филлитизированных пород нижнего палеозоя у Циновца и Альтенберга в восточных частях Рудных гор и вблизи Острова на Огрже (см. ниже).

Послеассинтское угловое несогласие (нижнепалеозойские породы залегают на ассинтских структурах, сложенных породами альгонка и эокембрия) было недавно вскрыто эксплуатационными горными работами в тюрингенской части (Шварцбургское седло) рассматриваемой области. Таким образом подтвердилось предположение о существовании такого несогласия (H. R. v. Gaertner, 1933), которое было высказано ранее на основании геологических соображений. На этой площади установлены также две отдельные фазы ассинтского тектогенеза (H. Stille, 1958, стр. 25—26), которые могут быть сопоставлены с раннеассинтским (железногорским) и позднеассинтским тектогеническими интервалами в геотектоническом развитии средней Чехии.

По-видимому, некоторые структурные и «стратиграфические» отклонения в Яхимовском районе Рудных гор указывают на послепозднеассинтское несогласие, замаскированное варисцийским метаморфизмом и складкообразованием, а также нарушениями различного типа. Эти признаки несогласия до тех пор нельзя считать достоверными, пока не будет проведен анализ общей структуры и ее стратиграфических элементов и не будут изучены палеогеографические и палеотектонические условия. Если принять во внимание косвенные доводы (см. ниже), существование раннеассинтского тектогенического процесса в Рудных горах становится более чем гипотетичным. Очевидно, конечно, что в настоящее время ранние несогласия в поле не могут быть установлены. Примерно такова же достоверность существования раннеассинтского несогласия на южной границе синклинория Огрже, замаскированного варисцийским метаморфизмом (см. стр. 99).

Ассинтский тектогенез сопровождался во всем районе региональным метаморфизмом, который характеризуется высокой интенсивностью в одних зонах и низкой — в других. Это доказывается непрерывным переходом (сопровождаемым постепенным исчезновением варисцийского метаморфизма)

нижних кристаллических комплексов Рудных гор в кристаллический комплекс антиклинория Тепла, ассинтский возраст которого не подлежит сомнению. Условия в Тюрингии (Шварцбургское седло) и гальки метаморфических пород эпи- и мезозоны, метаморфизованных в докембрии, которые встречаются в среднепалеозойских (D, C_1) и, редко, в раннепалеозойских (?) отложениях, могут служить дополнительными доказательствами. С другой стороны, В. Саттран (V. Sattran, 1957), подобно тому как это сделал Е. Шпенглер в 1949 г., на основании данных метода подсчета объема эродированных масс, предположил ассинтский возраст метаморфизма пород, залегающих в ядре Рудногорского антиклинория.

Один из наиболее важных фактов, наблюдавшихся в пределах Чехословакии и свидетельствующих в пользу интенсивного ассинтского метаморфизма и существования послеассинтского несогласия в этой области, состоит в наличии очень слабо метаморфизованной раннепалеозойской толщи, выходящей на поверхность у Острова, в непосредственной близости от метаморфических пород катазоны Рудных гор. Эти выходы сохранились от денудации благодаря их положению на протяжении осевой части синклинория Огрже, а также вследствие более позднего опускания на площади Рудногорского трога. Известные пока верхние части этой толщи имеют, возможно, силурийский возраст.

Помимо обнажений на поверхности, эти раннепалеозойские породы были также установлены бурением. Исходя из общих геологических условий, наблюдаемых на этой площади, можно сделать вывод, что они представляют собой реликты палеозойских отложений, трансгрессивно залегающих на ассинтских метаморфических породах. Эти условия подтверждают также вероятное существование большого перерыва в метаморфизме палеозойских пород и их субстрата. Варисцийский неометаморфизм маскирует этот перерыв только частично. Поэтому послеассинтское несогласие и стратиграфический перерыв, которые в западной части гор Рудных и Фихтель замаскированы варисцийской метаморфической деформацией и интенсивной неокристаллизацией, вполне вероятны.

Для заключения о существовании в прошлом самостоятельного ассинтского структурного этажа в Рудногорской зоне большое значение имеют упоминавшиеся выше филлиты, которые на восточном конце Рудных гор покрывают ортогнейсы и частично перекрыты теплицкими порфирами. Эти филлиты, известные уже давно, залегают на площади, относящейся к участку Рудных гор, известному в геологической литературе как Альтенбергский блок (см. выше). Контакт между филлитами и подстилающими гнейсами, установлен-

ный по данным глубокого бурения, был определен как резкий, без постепенного изменения степени метаморфизма пород. Такой характер контакта в соответствии с предыдущими интерпретациями можно объяснить [О. Кодым (ст.), В. Саттран] тектоническим налеганием филлитов, надвинутых с востока (из области Эльбтальских сланцевых гор). Возраст этого перемещения определяется указанными исследователями как позднекаледонский. На основании анализа общих условий и тектонического развития восточной части Рудных гор мы, подобно К. Заплеталу (K. Zapletal, 1957, стр. 359), рассматриваем филлиты как реликты трансгрессивно залегающего палеозоя (по всей вероятности, силура и ордовика). Такая интерпретация, которая объясняла бы также заметный перерыв в метаморфизме, позволяет высказать точку зрения, согласно которой варисцийские метаморфические преобразования в восточной части Рудных гор были относительно слабыми.

С другой стороны, явления ретроградного метаморфизма также помогают доказать существование ассинтского метаморфизма и процессов тектогенеза. Породы, метаморфизованные в более глубоких зонах, местами подверглись диафторезу, чаще всего в полосе, прилегающей к контакту со слюдяносланцевой и филлитовой зонами (хлоритизация биотита и т. д.). Иногда полоски хлоритизированных слюдяных сланцев образуются таким образом даже среди мусковит-биотитовых парагнейсов.

Наиболее ранний послемолданубский цикл осадконакопления, который может быть достоверно установлен в Рудногорско-Тюрингенской области, относится, очевидно, к альгонку. В течение этого цикла образовалась монотонная толща пород очень большой мощности (3 *км* и более), состоящая главным образом из метаморфических дериватов пелитовых до (реже) грауваккових пород, редких прослоев карбонатных пород и довольно редко — продуктов основного геосинклинального вулканизма.

Первичная осадочная толща области в целом отличается от альгонка средней Чехии лишь некоторыми особенностями. Геосинклинальный вулканизм, имевший место в течение осадконакопления, по своему характеру и стратиграфическому положению его продуктов также весьма сходен со «спилитовым» вулканизмом средней Чехии. Метаморфический «альгонк» в Тюрингии (катцхюттерские слои, описанные Гертнером) очень похож на интенсивно метаморфизованные породы нижних частей Рудногорского кристаллического комплекса.

Альгонкская серия развита, по-видимому, в виде сплошного покрова на территории всей области или по крайней мере — большей ее части. На юге она постепенно переходит

в альгонк Тепла-Баррандовой области, на востоке и юго-востоке — в первоначально сплошной альгонк Железногорско-Западносудетской области.

В настоящее время эта серия представляет собой мощный комплекс полигенных метаморфических пород, включающий в горах Рудных и Фихтель мигматиты и ортогнейсы. В основном он сложен разного типа кристаллическими парасланцами, образовавшимися из глинистых сланцев, аргиллитов и песчанистых сланцев. Впервые эти породы были смяты и частично метаморфизованы во время раннеассинтского периода (по аналогии наиболее вероятно — в железногорскую фазу); затем они повторно были метаморфизованы в период позднеассинтской складчатости и еще раз смяты в складки (частично) и более интенсивно метаморфизованы в варисцийское время. Эти процессы обусловили образование пород, обнаруживающих бо́льшую (например, в западной части Рудных гор) или меньшую (например, в Тюрингии, в восточной части Рудных гор) степень варисцийской «переработки» и метаморфической неоминерализации.

С нашей точки зрения, этот цикл альгонкского осадконакопления был прерван по всей области интраальгонкским складкообразованием (см. ниже), подобно тому как это произошло в центральной части Чехии. Отсюда следует, что он не включает наиболее молодой отдел альгонка, отложения которого мы определяем пока как «эокембрий». Этим термином мы обозначаем не очень определенный интервал времени, соответствующий границе между альгонком и кембрием и включающий самые верхи альгонка и начало кембрия.

В этом смысле эокембрий соответствует второму послемолданубскому циклу осадконакопления, который может быть установлен в описываемом районе. Вопрос о наличии здесь эокембрия имеет большое значение для установления стадий ассинтского складкообразования и для решения вопроса о продолжительности альгонкского интервала.

В Тюрингии (Шварцбургское седло) верхние катцхюттерские слои, выделенные Г. Р. ф. Гертнером, могут быть приняты за эокембрий. Согласно Ф. Дойблю, они отделяются угловым несогласием от более ранних альгонкских формаций (средние и нижние катцхюттерские слои, по Гертнеру).

В мощном кристаллическом комплексе Рудных гор с наибольшим основанием к эокембрию можно отнести комплекс массивных («dichte Gneise») первоначально граувакковых пород, переслаивающихся с конгломератами. Еще в 1914 г. К. Питч сравнивал эту формацию с граувакками, конгломератами и сланцами самого верхнего отдела, выделенного Кеттнером (наш «эокембрий») в альгонке средней Чехии. Та-

кое сравнение подтвердилось анализом гальки из отложений этого «эокембрия» (добришские конгломераты), проведенным в наше время Ф. Фиалой.

Недавно в южной части Рудных гор были собраны новые образцы галек из конгломератов (В. Земанек). Согласно неопубликованным данным К. Бенеша и Й. Голубеца, в этих гальках представлены, по существу, те же ассоциации пород, которые описал К. Менерт (K. Mehnert, 1938) в конгломератах саксонской стороны. Очевидно, что в настоящее время гальки метаморфизованы и по своим метаморфическим минеральным фациям идентичны с цементом породы. Тем не менее гальки парасланцев иногда свидетельствуют о том, что денудированные породы были слабо регионально метаморфизованы, прежде чем началось накопление комплекса пород, включающих конгломераты. Другая часть парасланцев, эродированная в то время, была, вероятно, лишь смята в складки без метаморфической перекристаллизации (К. Бенеш и Й. Голубец).

В гальках представлены следующие породы (дометаморфическое состояние): биотитовые гранодиориты (временами абсолютно преобладающие), загрязненные кварциты (чистые разности отсутствуют совершенно), граувакки, граувакковые сланцы, различные сланцы вплоть до аргиллитовых, порфиры и др. На саксонской стороне в гальках установлены также (К. Менерт) среди наиболее часто встречающихся типов пород диабазы, лампрофиры и порфириты. Эти исследования продолжает В. Саттран.

Согласно сопоставлениям К. Питча, граувакковая формация восточнее Лабской линии может иметь тот же возраст, что и «эокембрий» Рудных гор (веезенштайнская и кланцшвицская серии[1]). Известно, что в этих конгломератах имеются гальки полосчатых кварцитов, кварцевых порфиритов и аплит-гранитов.

Материал «эокембрийских» конгломератов и граувакк Рудных гор позволяет предполагать, что перед их отложением происходило интенсивное складкообразование, которое сменилось внедрением гранитоидов и, вероятно, экструзиями субсеквентных вулканитов. На складкообразование указывает также наличие «эокембрийских» флишоидных фаций с граувакками. Материал конгломератов и граувакк может частично происходить из доальгонкских комплексов, но в основной своей массе галька была снесена, по-видимому, с поднятий, сложенных смятым в складки нижним альгонком; магматиты,

---

[1] В породах веезенштайнской серии Б. В. Тимофеев (1955) установил группы спор, напоминающих находки в отложениях нижнего и среднего кембрия Балтийского щита и Украины.

сопровождавшие движения земной коры, представляют, вероятно, другой источник материала, слагающего конгломераты.

Примечательно, что материал гальки, представленный глинистыми сланцами, граувакками и другими породами, был лишь слабо изменен, до того как конгломераты были метаморфизованы; в ряде случаев он, по-видимому, оставался совсем неизмененным. Современные минеральные фации в породах галек сформировались лишь после того, как они были метаморфизованы вместе с цементом и окружающими породами (К. Бенеш, Й. Голубец). Это обстоятельство, по-видимому, противоречит предположению о существовании внутриальгонкского метаморфизма, хотя его можно легко объяснить. Если предположить, что во время, предшествовавшее эокембрийскому осадконакоплению, и в период осадконакопления уровень денудации еще не достиг нижних зон ассинтской структуры, то из этого следует, что были обнажены только неметаморфизованные или очень слабо метаморфизованные (полуфиллиты?) породы. Мы имеем здесь дело с условиями, аналогичными условиям образования эокембрийских и альгонкских отложений, развитых южнее Праги.

Тем не менее из общих условий и взаимоотношений можно сделать вывод, что в то время даже фундамент эокембрия Рудных гор не был сильно метаморфизован. Образование сильно метаморфизованных фаций Рудных гор и таких же фаций эокембрия относится к периоду, последовавшему за эокембрийским осадконакоплением или относившемуся к его концу. В свете этих выводов наиболее важное значение имеют следующие факты.

Недавно К. Бенеш и Й. Голубец в Рудных горах изучали биотитовые гранодиориты (для которых характерна параллельная текстура) с хорошо известными реликтовыми ореолами контактового метаморфизма, замаскированного более молодым региональным метаморфизмом. Из продуктов первичного контактового метаморфизма сохранились только реликты, которые уже были детально описаны саксонскими геологами. Породы, представлявшие первоначально, вероятно, кордиеритовые пятнистые сланцы и роговики, были преобразованы более молодым мезозональным динамометаморфизмом в слюдяные сланцы с включениями по плоскостям сланцеватости. Эти включения, однако, представлены новообразованными минералами. В окрестностях более молодой метаморфизм сопровождался внедрением ортогнейсов и метасоматической мигматизацией. Прежде предполагали, что биотитовые гранодиориты с параллельной текстурой представляют собой неотъемлемую составную часть комплекса ортогнейсов. К. Бенеш и Й. Голубец пришли к выводу, что биотитовые

гранодиориты — более древние и самостоятельные тела. Они установили, что на всей площади развития гранодиоритов только те породы не были затронуты мигматизацией, которые ранее претерпели контактовый метаморфизм. Что касается первичного контактового метаморфизма, то им были охвачены породы до внедрения гранодиоритов; это был весьма слабый динамометаморфизм. В процессе более молодого складкообразования, вызвавшего метаморфизм и сопровождавшегося мигматизацией, биотитовые гранодиориты были вновь деформированы, в результате чего они приобрели параллельную текстуру и в некоторых местах стали похожими на ортогнейсы.

По своему петрографическому составу биотитовые гранодиориты похожи на биотитовые гранодиориты «эокембрийской» гальки Рудных гор. К. Бенеш и Й. Голубец считают, что галечный материал мог поступать из тел, принадлежащих к той же группе, что и выходящие в настоящее время на поверхность биотитовые гранодиориты, а частично, возможно, и из последних.

Древние позднесинкинематические или посткинематические гранитоиды другого типа в чехословацкой части рассматриваемой области еще не обнаружены. В Германии аналогичные гранитоиды Мюнхбергской и Франкбергской единиц и, возможно, некоторые гранитоиды Саксонских гранулитовых гор относятся, очевидно, к этой категории (в реконструированной допалеозойской форме). Очевидно, что они несколько древнее, чем типичные синкинематические ортогнейсовые гранитоиды рудногорского типа. А. Шюллер (A. Schüller, 1947) отметил важный факт, имеющий некоторое отношение к этой проблеме: он описал реликтовые контактовые ореолы прежних гранитов, гранодиоритов и трондьемитов, залегающих в пределах Мюнхбергского гнейсового блока, отнеся их к альгонку (см. выше, стр. 84).

Возможно, что гранитоиды или ортогнейсы, залегающие в других местах, например в Тюрингии (хиршбергерские гнейсы и другие), также относятся к интраальгонкскому периоду, что может относиться и к некоторым телам базитов и ультрабазитов, рассеянным по всей области. В таком случае они интрудировали в начальную стадию этого тектогенического интервала как предшественники гранитоидов.

Допуская, что основные положения, касающиеся стратиграфии, правильны, из описанных выше фактов можно сделать несколько важных выводов.

Присутствие эокембрия в Рудногорско-Тюрингенской области очень вероятно. Отсюда можно предположить, что здесь, так же как в средней Чехии и Тюрингии (Шварцбургское седло), проявились две главные стадии ассинтского

тектогенеза, т. е. раннеассинтская (интраальгонская) и позднеассинтская.

Внутриальгонкская, или железногорская, складчатость проявилась в описываемой области как альпинотипная складчатость, сопровождавшаяся региональным метаморфизмом, который, однако, слабо выражен в верхних горизонтах. В раннеассинтскую стадию тектогенеза произошло также внедрение гранитоидов, вокруг которых в верхних горизонтах образовались типичные контактовые ореолы.

Эокембрий представлен флишоидными осадочными породами. Окончание осадконакопления, которое привело к их образованию, не совпадает с границей между кембрием и альгонком, так как в некоторых местах осадконакопление продолжалось вплоть до нижнего кембрия. В таком случае позднеассинтский процесс тектогенеза не докембрийский, а скорее относится к началу нижнего кембрия (осадконакопление могло, конечно, продолжаться даже после начала этого процесса). То же предполагается и относительно «эокембрия» и позднеассинтского складкообразования во внутренней Чехии и других частях Чешского массива. Возраст самого нижнего отдела кембрия не всюду доказывается палеонтологически; постепенные переходы среднего кембрия или верхних частей нижнего кембрия в «эокембрий» также неизвестны. Во внутренней Чехии между ними существует перерыв и отчетливое угловое несогласие.

В Рудных горах несогласное перекрытие «эокембрийского» комплекса метаморфизованными породами средней или верхней части нижнего кембрия (см. ниже) может считаться за возможное доказательство такого несогласия. Этот контакт, конечно, почти неразличим, поскольку он замаскирован процессами варисцийского складкообразования и метаморфизма. В Тюрингии установлено несогласное залегание лангенбергских кварцитов на «эокембрии».

Позднеассинтские складчатые движения были также весьма интенсивны. В отношении регионального метаморфизма они были даже более эффективными, чем раннеассинтская складчатость, особенно в некоторых зонах (например, в Фихтельгорско-Рудногорской зоне). Региональный метаморфизм сопровождался отмеченной выше мезозональной мигматизацией и внедрением синкинематических гранитоидов — ортогнейсов (по крайней мере большей их части). Этот метаморфизм уничтожил контактовые ореолы более ранних гранитоидов.

Более высокая интенсивность позднеассинтского метаморфизма в тех же комплексах частично была вызвана большей мощностью вышележащих пород, частично поступлением мигматизирующих растворов и «ортогнейсовой» магмы. Эти син-

метаморфические и синкинематические гранитоидные магмы перешли из стадии магматической кристаллизации непосредственно в стадию метаморфической кристаллизации. Таким путем образовалась большая часть ортогнейсов Рудных гор (см. ниже). Однако если рудногорский граувакковый комплекс с конгломератами залегает в пределах альгонка, то явления магматизма и метаморфизма должны быть скорее связаны с раннеассинтским процессом складкообразования. Этот процесс, как можно предполагать, был не единым актом, а состоял из нескольких отдельных тектонических актов.

Таким образом, в течение ассинтского тектогенеза в Рудных горах образовались гранитоидные метаморфиты (во всяком случае, большая их часть), известные под названием рудногорских ортогнейсов. В литературе они описываются как серые фрайбергские гнейсы, а некоторая часть их — как красные гнейсы, которые часто считаются более молодыми. Согласно К. Бенешу и Й. Голубецу, между теми и другими породами существуют постепенные переходы; не исключено, что некоторые из этих гнейсов имеют различный возраст. Различие в окраске не может служить основанием для выделения двух комплексов гранитоидов или двух «интрузивных фаз» (ср. также K. Pietzsch, 1956).

Не все вопросы, касающиеся этих гранитоидных метаморфических пород, полностью ясны. По нашему мнению, к числу решенных относятся вопросы о синкинематической интрузивной природе многих из этих метаморфитов, «сининтрузивной» гнейсификации и их генетической, а на более глубоких горизонтах также литологической связи с процессами мигматизации.

Проблема их геологического возраста остается нерешенной. Основной вопрос заключается в том, имеют ли все эти метаморфиты ассинтский возраст [О. Кодым (ст.)] или часть из них образовалась в ассинтское, а часть в варисцийское время (В. Зоубек)?

На основании современных знаний можно сделать вывод о том, что ортогнейсовые метаморфиты гор Рудных и Фихтель имеют ассинтский возраст, хотя не исключено, что частью они варисцийские. Все они подверглись частичной или полной метаморфической кристаллизации в варисцийское время.

В любом случае ассинтская складчатость была наиболее важным процессом тектогенеза в доварисцийской истории Рудногорско-Тюрингенской области. В результате ее был сформирован непрерывный структурный стаж, залегающий под варисцийским структурным этажом и протягивающийся далеко за пределы области в северо-западном направлении (H. Stille, 1958).

Дифференциация области также, вероятно, наметилась уже в ассинтскую эру; были сформированы ряд антиклинориев и синклинориев, или антиклинальных и синклинальных зон, имеющих то же простирание, что и аналогичные раннеассинтские структуры Тепла-Баррандовой области. На их основе частично согласно, частично независимо сформировался варисцийский структурный план. Варисцийская структура образована рядом вытянутых антиклинориев и синклинориев (см. выше).

Ассинтский структурный план в значительной степени предопределил также развитие и локализацию областей формирования различных фаций постассинтского времени. Этим, например, объясняется обособление резко различающихся Тюрингенской и Баварской нижнепалеозойских фациальных областей.

Следующий более молодой варисцийский структурный этаж, хорошо выраженный и сохранившийся, включает все постассинтские палеозойские формации (за исключением верхнепермских отложений). В нем можно выделить три главных структурных яруса, каждый из которых в свою очередь может быть подразделен на подъярусы.

Нижний структурный ярус варисцийского структурного этажа состоит из пород от кембрийского до девонского возраста; частично представлены также отложения нижнего карбона. Эти породы первоначально были смяты в складки уже в девоне (внутридевонская, или рейсс-фаза) и на большей части области деформированы и повторно смяты в бретонскую фазу. Бретонские деформации, точнее их поздние стадии, можно принять за начало формирования среднего структурного яруса. С бретонским процессом связаны, вероятно, некоторые интрузии базитов (до ультрабазитов), спорадически встречающиеся в пределах области.

К этому времени, вероятно, произошла индивидуализация антиклинальных и синклинальных зон, связанных с ассинтскими структурами и ставших предшественниками будущих антиклинориев и синклинориев. Не исключено, что в участках наиболее интенсивных бретонских деформаций появились первые признаки варисцийской метаморфической кристаллизации пород.

В более поздние стадии бретонского процесса, вероятно, образовались некоторые интрузивные тела диоритов, сиенитов и гранодиоритов. Их возраст точно не установлен; некоторые исследователи считают их ассинтскими, другие — варисцийскими. В пределах Чехословакии эти интрузии, вероятно, не выходят на поверхность.

Структуры подверглись дальнейшей складчатости в главную судетскую фазу тектогенеза, которая сопровождалась

метаморфизмом, от эпи- до мезозонального, и интрузивным магматизмом, и еще раз — в рудногорскую фазу тектогенеза, которая была менее интенсивной. С этими тектоническими движениями связывается уже внедрение типичных гранитоидов.

В процессе формирования среднего варисцийского структурного яруса образовались почти все варисцийские гранитоиды области (М. Машка) или только нормальные граниты (В. Зоубек; см. выше). Они во многих местах выходят на поверхность и сопровождаются отчетливо выраженными контактовыми ореолами, дайками (гранит-порфиров, лампрофиров и других пород) и хорошо известной рудной минерализацией. Для этой стадии развития варисцийского структурного этажа из осадочных формаций типичны озерные угленосные отложения. Они аккумулировались в пониженных участках поверхности после судетских и рудногорских тектонических движений. В результате судетских и рудногорских деформаций было фактически закончено формирование скелета региональной структуры. Наложенные более молодые депрессии поздневарисцийского и неоидного времени первичную структуру существенно не изменили.

Астурийскими, а в некоторых местах даже раннеастурийскими тектоническими движениями (внутривестфальскими, по М. Машка) закончилось формирование комплексов пород, которыми сложен средний структурный этаж. Результаты астурийских тектонических движений выразились в эффекте разрушения существовавшего структурного плана. Они вызвали весьма интенсивный субсеквентный вулканизм, а также внедрение наиболее молодых гранитов.

Верхний структурный ярус построен верхнекаменноугольными и нижнепермскими вулканическими породами и, согласно саксонским геологам (а также В. Зоубеку), значительной частью варисцийских гранитоидов (автометаморфизованные граниты); часть минерализации (по В. Зоубеку — преобладающая часть) также находится в пределах этого яруса.

Формирование осадочных комплексов варисцийского структурного этажа началось, как это установлено в Мюнхбергском районе, в кембрии. В это время начался процесс осадкообразования и после временной и неполной ассинтской стабилизации продолжалась геосинклинальная активность и погружение.

Кембрийское погружение, таким образом, представляет собой начало следующей палеозойской стадии геосинклинального развития. В течение кембрийского периода Рудногорско-Тюрингенская область, так же как Чешский массив в целом, становится частью новой обширной геосинклинальной мобильной площади (каледонский Тетис). Она характеризуется

гораздо большей подвижностью по сравнению с внутренними частями Чешского массива (Тепла-Баррандова и Молданубская области), примерно такой же, как и Железногорско-Западносудетская область.

После позднеассинтской складчатости в Центральной Европе возник пояс относительно высокой жесткости, простиравшийся в широтном направлении от внутренней Чехии (Тепла-Молданубский блок) до среднего течения Рейна. Этот пояс существовал в виде поднятия, большую часть времени остававшегося сушей. Что касается его роли и развития, то он явился предшественником более позднего Чешско-Рейнского варисцийского межгорного стабильного блока, который заканчивался на Лабской линии.

К северу и востоку от этого пояса простиралась зона повышенной мобильности, образование которой было обусловлено новым (каледонским) погружением. Она простиралась также в основном в широтном направлении. Мюнхбергская гнейсовая площадь находится в пределах этой зоны. Южнее стабильной полосы упомянутого поднятия располагается площадь, которую можно назвать Средиземноморской провинцией кембрия и раннего палеозоя. Все три области составляли часть одной и той же геосинклинальной системы [1] раннепалеозойского возраста.

Для определения роли и стратиграфического положения кембрийских отложений в Рудногорско-Тюрингенской области (в структуре синклинория Огрже, Фихтельгорского и Рудногорского антиклинориев и в других участках) важное значение имеют выходы кембрия в средней Чехии, Железных горах, Судетах и в Польше, где их возраст подтвержден палеонтологически. Наиболее важное значение имеют кембрийские отложения средней Чехии. Они служат указанием на то, что Тепла-Молданубский блок также принимал участие в общем опускании, происходившем в течение кембрия.

В депрессиях средней Чехии и в Железных горах континентальное осадконакопление раннеакадского, а в Железных горах может быть и позднегеоргийского времени (Й. Свобода) сменилось позднеакадской морской трансгрессией (В. Гавличек, М. Шнайдр). В Судетах и Польше (Свентокшиские горы) настоящая морская седиментация началась уже в раннем кембрии.

Основываясь на присутствии кембрийских отложений в районе Мюнхбергского блока и в Лаузице, а также на общих геологических соображениях, можно предполагать, что в течение кембрийского периода Рудногорско-Тюрингенская об-

---

[1] По принятой у советских геологов терминологии — геосинклинальной области. — *Прим. ред.*

ласть и прилегающий Лаузицкий район самое низкое гипсометрическое положение занимали в среднем кембрии. В то время морская трансгрессия распространялась до центральных частей Чехии.

Ряд эндемичных форм фауны в средней Чехии указывает на то, что более мелкие бассейны средней Чехии время от времени сообщались с открытым морем на севере. Существование какого-то соединения севернее и северо-восточнее несомненно, но оно осуществлялось, вероятно, через пролив, находившийся где-то между современными Средне-Саксонским и Лаузицким нарушениями, а также через Железные горы по направлению к Судетам. Хотя кембрийские отложения в средней Чехии носят специфический характер, наблюдается родство обнаруженной в них фауны с фауной скандинавского кембрия (в интервале, соответствующем зоне с *Paradoxides tessini*). Кроме того, по своим фациальным особенностям эти породы аналогичны мюнхбергскому кембрию: в обеих формациях была найдена частично одна и та же фауна средиземноморского типа. Согласно М. Шнайдру, эта фауна проникла в Чехию не прямо, а через Баварско-Тюрингенско-Саксонскую область.

Если при этих палеогеографических и палеотектонических условиях внутрикембрийская морская трансгрессия распространилась до центральной части относительно более консолидированного Тепла-Молданубского блока, то ясно, что в Рудногорско-Тюрингенской области она охватила большие площади и продолжалась более длительное время (больший стратиграфический диапазон отложений). На современном денудационном уровне наличие кембрийских отложений палеонтологически доказано только в одном разрезе (в районе Мюнхбергского блока), в двух участках с фауной средней части среднего кембрия (аналогичной зоне с *Paradoxides tessini*). Существование кембрийских отложений предполагается и в некоторых других местах. В прилегающей части Лаузица, кроме аналогичного среднего кембрия (Добрилуг, северная часть Лаузица), южнее, близ Гёрлица, доказано (фаунистически) присутствие отложений, относящихся к верхним частям нижнего кембрия и представленных главным образом карбонатными фациями.

По-видимому, справедливо мнение, согласно которому в участках, характеризующихся большей мобильностью по сравнению с Мюнхбергской структурой и в эпиассинтских структурных депрессиях, настоящее морское осадконакопление могло начаться в самом начале среднего кембрия или даже в раннем кембрии (особенно во второй его половине).

Кембрийские отложения района Мюнхбергского блока считаются частью так называемой *баварской фации палеозоя.*

Последняя отличается от палеозойской тюрингенской фации, которая преобладает в Рудногорско-Тюрингенской области, литологическим составом комплексов пород, их меньшей мощностью и перерывами в осадконакоплении. В районе Мюнхбергского блока должна находиться баварская фация. Можно предполагать, что когда-то она полностью покрывала эту структуру.

Образование этих различных фаций, очевидно, определялось относительно высокой ассинтской консолидацией площади Мюнхбергской структуры и ее окрестностей. Отсюда же следует тенденция к образованию поднятия (перерыв!). Этой консолидацией можно объяснить и более слабую деформацию кембрийских и ордовикских отложений, окружающих Мюнхбергский блок. Тот факт, что кембрийские отложения развиты в центральных частях Мюнхбергского участка, позволяет предполагать, что эта система представлена также в области распространения тюрингенских фаций и в Фихтельгорско-Рудногорском районе, как это допускал ранее Г. Р. ф. Гертнер. Можно даже ожидать, что кембрийские формации представлены здесь более полно и имеют большую мощность. В связи с этим некоторое значение может иметь так называемая нидервизская серия (неизвестного возраста; см. K. Pietzsch, 1956). Она описана у юго-восточной границы Франкенбергского блока близ Рудногорского антиклинория. Гнейсовый блок окружен здесь поясом слабо метаморфизованных пород, в пределах которого указанная серия подстилает ордовикские породы. Вероятно, что эта серия (вся или по крайней мере частично) имеет кембрийский возраст; она представлена различными сланцами (в том числе черными), алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, конгломератовыми породами и темными кварцитами, известняками и метаморфизованными основными вулканическими породами. Серия перекрывается красными сланцами (кембрийского возраста, по А. Беккеру). Залегает она непосредственно на рудногорских слюдяных сланцах; их контакт считается тектоническим.

На основании аналогичных палеогеографических и историко-тектонических построений мы считаем, что в среднем кембрии большая часть области была покрыта морскими осадками; несколько участков, расположенных гипсометрически ниже, были затоплены уже в раннем кембрии. Мы имеем здесь дело с наиболее ранним послеассинтским циклом осадконакопления, который можно, вероятно, разделить на два подцикла. Эти ранние осадки были, конечно, полностью превращены в кристаллические сланцы.

В связи с этим можно полагать, что наиболее важные карбонатные горизонты (известняков, доломитовых известняков, доломитов и других пород, ныне представленных мра-

морами, доломитовыми мраморами, частично эрланами) в кристаллическом комплексе синклинория Огрже, гор Фихтель и Рудных (см. ниже) относятся к верхней части нижнего кембрия; покрывающие их парасланцы, иногда с отчетливой полосчатостью (например, в районе Хеба) или с прослоями кварцитов у основания (окрестности Яхимова), относятся в этом случае к среднему кембрию. Кембрийский возраст этих формаций предполагался уже Г. Гертнером (H. R. v. Gaertner, 1944, стр. 70—74 и 78).

На западе (в райне Дилень) эти комплексы подстилаются монотонной серией биотитовых до мусковит-биотитовых парасланцев с силлиманитом, далее к востоку (Славковский Лес) — серией слюдяных сланце-гнейсов с обильными метабазитами (метабазитовый комплекс Марианске-Лазне), в окрестности Яхимова — серией тонкопереслаивающихся граувакк, местами переходящих в полимиктовые конгломераты, в восточной части Клиновецкого района — серией с большим количеством метабазитов. То, что «кембрийская» серия перекрывает различные указанные здесь комплексы, может рассматриваться как доказательство ее несогласного залегания на более древнем субстрате.

Исходя из фактических данных, установленных на площади Чешского массива, можно сделать вывод, что в Рудногорско-Тюрингенской и других областях внутрикембрийский осадочный цикл состоял из двух подциклов. Первый охватывает нижний кембрий, за исключением нижней его части, и низы среднего кембрия; второй цикл включает большую часть среднего кембрия. По своему литологическому составу породы нижнекембрийского цикла характеризуются относительным обилием карбонатных разностей, тогда как для среднекембрийского цикла типичны различные, в том числе темные сланцы (местами с отчетливой полосчатостью), сопровождаемые кварцитами и песчаниками. В отложениях обоих циклов может содержаться тип красных пород, как это наблюдается в Лаузице и Чехии.

Можно предполагать, что Центральная Европа в перерыве между этими двумя подциклами была областью повышенной тектонической активности. В любом случае в это время происходило изменение палеогеографических условий. Они выражаются в изменении фаций и в частичной независимости площадей морского осадконакопления в нижнем и среднем кембрии. Не исключено существование более мелких угловых несогласий.

Тектоническая активность сопровождалась и сменилась вулканическими явлениями. Для более мобильных северных площадей типичен основной характер вулканизма, в то время как в пределах консолидированной площади средней Чехии

образовались кислые магматические породы. Здесь, в клоучекских конгломератах и ченьковских слоях было установлено (В. Гавличек, М. Шнайдр) относительное обилие кислых туфов и туффитов, образовавшихся незадолго до начала внутрикадийской морской трансгрессии, охватившей эти площади.

Вероятно, эта активность соответствует также границе между ассинтской и каледонской эрами на территории Чешского массива (М. Машка). Она может рассматриваться как последние угасающие движения ассинтского тектогенеза и как прелюдия к позднекембрийской тектонической активности большей интенсивности, давно известной для внутренних частей Чешского массива под названием *чешской эмерсионной фазы.*

По условиям внутрикембрийского осадконакопления, а также по особенностям вулканизма и тектонических движений Чешский массив во многом напоминает Карпатско-Паннонско-Динарскую площадь в пермский период.

К концу среднего кембрия в Центральной Европе произошло общее поднятие, сопровождавшееся тектоническими движениями, а в некоторых местах — вулканической деятельностью (например, в средней Чехии) или складчатыми деформациями (Свентокшиские горы и другие районы). С нашей точки зрения, все эти явления сопровождали так называемую чешскую фазу, которая была синхронна с сандомирской складчатостью в Польше и со складчатостью в Сардинии[1].

Так как чешская (сардинская) фаза привела к слабому складкообразованию в средней Чехии, которая была уже сильно консолидирована ассинтским тектогенезом, довольно интенсивному складкообразованию в Свентокшиских горах и, вероятно, к столь же интенсивному — в Судетах (личное сообщение Я. Халоупски), можно предполагать, что она оказала влияние и на формирование Рудногорско-Тюрингенской области. Одним из проявлений этого влияния может, по-видимому, служить предполагаемый общий перерыв в позднем кембрии (K. Pietzsch, 1956), т. е. в интервале, называемом чешской эмерсионной фазой. Не исключено, что область, по крайней мере в некоторых местах, например на площади глубоко эродированных эпиассинтских антиклинориев, поднятий и т. п., была затронута даже подлинным складкообразованием.

Морские отложения верхнего кембрия отсутствуют, очевидно, по всей Рудногорско-Тюрингенской области, в которой в это время преобладали континентальные условия.

Последующие стратиграфические единицы палеозоя — ордовикские, силурийские и девонские осадки — были впервые смяты в складки и в большинстве районов этой области мета-

---

[1] А также с салаирским тектогенезом территории СССР. — *Прим. ред.*

морфизованы в период варисцийского тектогенеза. Ордовикские и силурийские осадки, преобразованные в этот период, образуют особый варисцийский структурный подэтаж. Ордовикские породы залегают, вероятно, на кембрийских отложениях везде несогласно. Перерыв, однако, не улавливается вследствие сходства пород даже в тех районах, где они не метаморфизованы.

Новый цикл осадконакопления начинается в начале ордовика, после движений чешской фазы; возможно, что в глубоких депрессиях рельефа осадконакопление началось в самом конце верхнего кембрия. По своим фациальным взаимоотношениям отложения, образовавшиеся в поздние фазы этого цикла на территории Огрже, гор Фихтель и Рудных, сходны с отложениями Фогтланда и частично также с баварской фацией. Рудногорский и фихтельгорский комплексы, имеющие предположительно тремадокский возраст, отличаются от тремадока баварской фации, хорошо известного богатыми находками фауны близ Хофа. Их связь с ордовикскими бассейнами средней Чехии была настолько ограничена, что сообщение через открытое море было, вероятно, косвенное и непостоянное.

В начале ордовикско-силурийского осадочного цикла значительная часть области постепенно покрывалась монотонной раннеордовикской серией большой мощности. Типичные ее особенности — «диастрофический» характер комплексов, присутствие частых горизонтов кварцитов и геосинклинальный магматизм, в некоторых местах интенсивный (например, в баварской фации или в окрестности гнейсового блока Рудногорского синклинория, менее интенсивный — в районах Краслице и Божи Дар в Рудных горах), а в некоторых местах очень слабый (например, в синклинории Огрже). Установлено, что постоянное резкое чередование пелитовых и алевритовых слоев с псаммитовыми в осадках происходило и позднее, в некоторых местах вплоть до конца ордовика.

В пределах Чехословакии в монотонных в общем ордовикских (частично предположительно ордовикских) породах, в настоящее время регионально метаморфизованных, иногда выделяются лишь несколько алеврито-псаммитовых непостоянных горизонтов («кварцитов»), достигающих мощности нескольких десятков, местами до сотни метров. С помощью этих горизонтов немецкие геологи коррелируют верхние формации метаморфизованной серии гор Фихтель и Рудных и синклинория Огрже (см. ниже) с находящимся севернее тюрингенским ордовиком, стратиграфическое расчленение которого производится по фауне.

В раннем ордовике в пределах этой области появляются незатопляемые зоны (геоантиклинали), которые, вероятно, время от времени становились областями сноса. Смена

меняющихся частично «флишоидных» условий седиментации более устойчивыми условиями частично глубоководного осадконакопления произошла только в конце ордовика, а главным образом в силуре.

Силур представлен одними и теми же фациями в тюрингенской и баварской фациальных зонах, так же как и на площади Огрже — горы Фихтель — Рудные горы (на территории Чехословакии, например, Хебский район, большая часть северо-западного угла Ашской площади, обнажения вблизи Острова и Циновца). Идентичные фации распространены и на площади Эльбтальских сланцевых гор. Основные фациальные особенности силура, которые помогают выделять силурийские отложения в области развития кристаллических сланцев, следующие: по большей части черные граптолитовые сланцы, темные слоистые силициты (лидиты), квасцовые сланцы (метаморфизованные разности которых содержат пирит) и местами известковистые, а также фосфоритовые конкреции. Очень типично частое присутствие в силурийских отложениях фосфатного компонента. Силурийские лидиты по этому признаку можно часто отличить от альгонкских (по свидетельству немецких геологов).

Геосинклинальный вулканизм проявляется так же слабо, как и на протяжении большей части ордовика. Мощность силурийских осадков невелика и в большинстве колеблется от 50 до 100 *м*.

По сравнению с другими периодами раннего палеозоя силур, особенно его нижний отдел, характеризуется в общем более устойчивыми условиями. Ранее существовавшие осушенные зоны поднятия все были затоплены, и осадконакопление происходило в условиях общего большого затопления и недостаточного поступления материала (некомпенсированное погружение).

По области в целом силур представлен не полностью, причем обычно присутствуют только его нижние части (половина или более). Верхние части либо первоначально присутствовали, но были полностью эродированы непосредственно после отложения (в процессе поднятия), либо отсутствовали вообще. Последнее кажется более вероятным.

В любом случае эти факты наводят на мысль о причинной связи с позднекаледонскими движениями. Значение позднекаледонской складчатости для Рудногорско-Тюрингенской области оценить нелегко. Мы можем строить наши предположения, основываясь главным образом на современных исследованиях Гертнера, Вурма, Хорстига и других.

В главных антиклинориях (например, Рудногорском, Фихтельгорском) девонские осадки, вероятно, отсутствовали уже первоначально. Их нет и в некоторых синклинориях (напри-

мер, в синклинории Огрже или, по крайней мере, в той его части, которая находится на территории Чехословакии). В синклинориях, где эти осадки имеются (например, в синклинории Фогтланда), юные каледонские движения не проявились ни в виде отчетливых деформаций, ни в виде несогласий. Но даже на этих площадях ряд фактов указывает на некоторые деформации и поднятие (в более мелководных частях бассейнов осадконакопления). Об этом свидетельствуют, например, как очень малая мощность нижне- и среднедевонских пород, так и вероятное отсутствие во многих местах самих низов нижнего девона (или его палеонтологическая недоказанность), пласты кварцитов (до тонкозернистых конгломератов), залегающие в пределах нижнего девона («нереитовые кварциты») и относительно большой перерыв (нижний девон и почти половина среднего девона) на прилегающей площади баварской фации. В южной части Франкенвальдской поперечной зоны, например в районе Берга, северо-западнее Хофа (G. Horstig, 1956), нижний девон, очевидно, также отсутствует; здесь имеются только среднедевонские отложения с прослоями «нереитовых кварцитов». В южных зонах области, например в восточных частях Саксонии, перерыв продолжался от верхнего силура (по меньшей мере) до верхнего девона, который в некоторых местах ложится трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием непосредственно на силур.

Более раннее девонское осадконакопление (нижний и средний девон) охватило гораздо меньшие площади, чем силурийское. В восточных частях рассматриваемой области условия позволяют предполагать существование общего перерыва в раннем, возможно даже в среднем, девоне. В прилегающих Западных Судетах также была установлена только верхнедевонская трансгрессия (горы Ештед, Эльбтальские сланцевые горы). По сравнению с силурийским временем палеогеография значительно изменилась в связи с юными каледонскими движениями. В некоторых случаях изменилось также местоположение зоны максимального осадконакопления. В нижнем и среднем девоне море было по большей части мелким; например, в Фогтланде мелководность морской трансгрессии, проявлявшаяся периодически, может быть доказана наличием прослоев «нереитовых» пород.

Из данных геологических наблюдений следует, что перерыв и величина углового несогласия возрастают в направлении поднятий и в общем с запада на восток, т. е. от Фогтланда к Саксонской Швейцарии. В поперечном направлении можно ожидать более резких изменений их амплитуды. В продольном направлении количество конгломератов в девонских породах также увеличивается к востоку. Типичным примером

могут служить лидитовые конгломераты, развитые дальше к востоку и содержащие материал только из силурийского и ордовикского комплексов (K. Pietzsch, 1955, 1956*в*).

Синклинорий Фогтланд нельзя считать наиболее обещающей площадью для установления природы каледонских движений. Силурийская и другие формации синклинория были даже в варисцийское время, по сравнению с другими частями области, лишь очень слабо деформированы и до сих пор содержат граптолитовую фауну. Точно так же и каледонские движения могли здесь иметь минимальную интенсивность по сравнению с другими районами. Характер позднекаледонского перерыва должен соответствовать этому предположению.

На основании установленных фактов и в соответствии с общим геологическим развитием Рудногорско-Тюрингенской области и ее взаимоотношений с другими областями Чешского массива можно предположить, что слабая позднекаледонская складчатость проявилась в краевых частях бассейнов осадконакопления и особенно на антиклинальных площадях. Аналогичная рабочая гипотеза была выдвинута О. Кодымом (ст.) в 1954 г. Однако, согласно его точке зрения, влияние каледонской складчатости было более эффективным (например, в области Фихтельгорского и Рудногорского антиклинориев), чем предполагается авторами данной статьи. Но на территории Чехословакии отсутствуют серьезные доказательства, которые способствовали бы решению вопроса о позднекаледонской складчатости. По тем же причинам трудно ответить на вопрос об интенсивности наиболее ранних варисцийских движений.

К наиболее молодым структурным подъярусам нижневарисцийского структурного яруса относятся девонский и нижнекарбоновый (куда не входят верхние части C_1), которые часто сливаются в один подъярус. В пределах Чехословакии они отсутствуют. Несмотря на то, что на основании обширной литературы, опубликованной немецкими геологами, можно было бы сделать дальнейшие выводы о тектоническом развитии в позднекаледонское, девонское и раннекарбоновое время также и чешской части области, по нашему мнению, здесь нецелесообразно рассматривать эти вопросы, поскольку они одновременно изучаются немецкими геологами, использующими новейший, частично еще не опубликованный материал.

Отметим лишь, что влияние бретонского процесса тектогенеза (и его «субфаз»), по-видимому, несколько недооценивается чехословацкими и немецкими геологами, в еще большей мере, чем влияние позднекаледонских движений (М. Машка). Как те, так и другие движения могли быть более интенсивными только в отдельных зонах области.

Железногорско-Западносудетская область

Й. Свобода

В литературе приводятся различные названия и определения этой области, наиболее характерная часть которой представлена кристаллическими комплексами Западно-Судетских гор. В этой статье используется определение, принятое в предыдущих статьях (стр. 36). В соответствии с этим представлением *Железногорско-Западносудетской областью* называется та часть Чешского массива, в которой после раннеассинтской складчатости, сопровождавшейся метаморфизмом, а также после частичной ассинтской стабилизации происходило довольно интенсивное складкообразование в каледонское время, после чего она была затронута более слабыми, но все еще достаточно сильными (альпинотипными) процессами варисцийского складкообразования, местами сопровождавшегося эпизональным метаморфизмом. Часть древнего доассинтского цоколя (гнейсовый блок Совьих гор) на северо-востоке области была вовлечена в ассинтско-варисцийскую структуру.

В поздневарисцийское время рассматриваемая область была частично покрыта озерами, расположенными в депрессиях типа межгорных бассейнов. В этот период были отложены молассоидные, главным образом угленосные осадки среднего и верхнего карбона и нижней перми. Неоидный платформенный чехол развит здесь относительно хорошо. Отложения верхней перми (верхний красный лежень и цехштейн), триаса и юры, за исключением части верхнепермских пород, имеющих ограниченное распространение, почти всюду перекрыты меловыми породами. В настоящее время более поздние отложения (от сеномана до коньяка) покрывают примерно половину области. В результате меловой трангрессии море также затопило внутренние районы и в целом трансгрессия охватила площадь, соответствующую приблизительно ранее существовавшим позднепалеозойским молассовым депрессиям в период их наибольшего распространения к югу в нижней перми. Третичные отложения, образовавшиеся в мелких неогеновых депрессиях, на территории Чехословакии развиты только местами и имеют небольшую мощность. В Железногорско-Западносудетской области в более раннее время работали следующие геологи:

Западные Судеты изучали особенно тщательно Й. Йокели, немецкие геологи Э. Бедерке, Г. Фишер, Г. Берг, Г. Клоос, Г. Галлвитц, В. Петрашек, К. Питч, М. Шварцбах, А. Вацнауэр и чешские — особенно Р. Кеттнер и О. Кодым (ст.).

В последнее время особенно интенсивно проводили исследования О. Кодым (ст.), Й. Свобода, М. Машка. Ф. Федюк,

Я. Халоупски, Ф. Паук, а в Польше — Й. Оберц, К. Смуликовски, Г. Тейссейр и другие.

Основные исследовательские работы в Железных горах проводили Я. Крейчи, Р. Гельмгаккер, а позднее — Я. Ян, Ф. Славик, О. Кодым (ст.), Л. Зеленка и Е. Сахсель. Новейшие результаты были получены в результате работ Й. Свободы, Ф. Фиалы, В. Гавличека, М. Шнайдра, И. Вахтла, И. Водички, К. Бенеша и др.

Что касается тектонического строения области, то варисцийские радиальные сбросы имеют только местное и подчиненное значение. Эти дислокации, однако, были почти всюду замаскированы интенсивной саксонской сбросовой тектоникой. Последняя закончилась образованием крупных нарушений судетского простирания в Западно-Судетской системе и стала, таким образом, последним толчком к формированию современного облика этой части Чешского массива.

К наиболее крупным саксонским сбросам в чехословацкой части области относится Лужицкий сброс. Кроме того, имеются следующие крупные сбросы: Внутренний Судетский сброс, сброс Гронов-Поржичи, сброс Бушин, система сбросов грабена Ниса и другие на площади меловой плиты и Внутрисудетской синклинали.

Что касается выходов платформенного цоколя (фундамента), то на территории Чехословакии к ним принадлежат следующие площади: южные части Лаузицкого гранитного массива с денудационными останцами альгонкского и палеозойского чехла, ранний палеозой Ештедских гор, ортогнейсы и мигматиты Йизерских гор, метаморфизованные породы альгонка и раннего палеозоя Крконошских гор с герцинским Крконоше-Йизерскогорским плутоном, раннеассинтские кристаллические сланцы Орлицкогорско-Клодзкого купола и его верхнепротерозойский (альгонкский sensu stricto) осадочный чехол, сложенный филлитами Нове Место, забржегская серия и кристаллические сланцы Поличка, в некоторых местах с сохранившимися остатками слабо метаморфизованных силурийских осадков (Глинско-Скутечский «остров» метаморфических пород, силур вблизи Поличка и Глинне в Орлицких горах). Мы относим также к этой области (в соответствии со схемой, приведенной в предыдущих главах) Железные горы вплоть до юго-западного краевого разрыва и кристаллические породы Свратецкой антиклинали до их соединения с Молданубикумом.

Область, очерченная таким образом, на юго-западе тектонически ограничивается так называемым Средне-Саксонским надвигом, продолжающимся к юго-востоку в виде разрывной зоны, известной как Лабская линия. В Саксонии Средне-Саксонский надвиг выходит на поверхность между рудногорскими

гнейсами и Эльбтальскими сланцевыми горами, которые относятся уже к Западно-Судетской системе. В Чехии эта линия скрыта под меловой плитой и проходит далее по направлению к Железным горам в субстрате верхнемеловых отложений, образуя систему разрывов Лабской линии; среди них следует отметить краевой сброс Железных гор, называемый Длугамез, подновленный саксонской тектоникой. Эта линия проходит далее к юго-востоку по границе между кристаллическими сланцами Свратецкой антиклинали и Молданубикумом (см. фиг. 1, стр. 36 и др.).

Восточная граница Железногорско-Западносудетской области была проведена по восточной границе гнейсового купола Орлицкие горы — Клодзко с зоной слюдяных сланцев Старе Место; последняя относится уже к Мораво-Силезской области (К. Заплетал). Граница протягивается в юго-юго-западном направлении. Эта структурная линия пересекается сбросом Бушин и, вероятно, смещена к востоку; кристаллические сланцы Забржега, залегающие южнее сброса Бушин, относятся авторами тектонической карты еще к Железногорско-Западносудетской области. Далее к югу граница скрыта молодыми палеозойскими и верхнемеловыми отложениями; она выходит из-под этих пород только в районе Поличка, где служит западной границей зоны слюдяных сланцев (характеризующихся прослоями металидитов, которые окаймляют северо-западную границу Свратецкой антиклинали).

Северо-восточная граница образуется восточным краевым Судетским разрывом или разрывом Одра, по которым структуры донеоидного фундамента погружаются под третичный и четвертичный чехол, покрывающий Польскую платформу. Между разрывом Одра и внешним Судетским разрывом (Предсудетский блок, согласно терминологии Й. Оберца) фундамент обнажается только в виде многочисленных более или менее крупных «островов».

Наиболее ранние тектоно-метаморфические процессы в Железногорско-Западносудетской области на территории Чехословакии имеют протерозойский (доассинтский или раннеассинтский) возраст.

Ассинтские процессы доказываются достаточно убедительно. Результаты воздействия этих процессов лучше всего сохранились в куполе Орлицкие горы — Клодзко, представляющем собой ядро более раннего (раннеассинтского) кристаллического комплекса, который мы сопоставляем в соответствии с его происхождением и возрастом с кутногорско-свратецкими кристаллическими сланцами. Кристаллические сланцы Свратецкой антиклинали и Орлицкогорско-Клодзкский купол мегаантиклинальных структур образуют ядра раннеассинтского орогена, которые на современной поверхности предста-

влены преимущественно мигматитовыми породами. Двигаясь от Свратецкой антиклинали к северо-востоку и от Орлицких гор — Клодзко к юго-западу, мы постепенно переходим к более верхним зонам, в которых ассинтский региональный метаморфизм альгонкских комплексов проявлен более слабо.

Раннеассинтским тектогенезом (по Г. Штилле, железногорская фаза; H. Stille, 1958) заканчивается первая и наиболее ранняя стадия развития области на территории Чехословакии. Этот процесс тектогенеза был установлен, а для Чешского массива и доказан именно в этом районе (в Железных горах; A. Culek, 1942; J. Koutek, J. Svoboda, F. Fiala, 1951). На его существование указывают несогласие, резкое изменение степени метаморфизма в более молодых толщах, а также наличие гальки в конгломератах последних («эокембрий»). В связи с тем что тектонические движения этой фазы впервые были установлены в Железных горах, она получила название железногорской фазы (ср. также H. Stille, 1958). На юго-восточном краю области (в районе Железных гор) в самом верхнем альгонке («эокембрий») эти движения сменяются осадконакоплением. После менее выразительной позднеассинтской фазы тектогенеза началась раннепалеозойская седиментация, которая была прервана каледонским тектогенезом. Мы пока не располагаем данными непосредственных наблюдений, которые позволили бы оценить влияние на структуру области раннекаледонских фаз тектогенеза, т. е. сардинской (чешской) и таконской фаз, проявившихся соответственно в конце кембрия и в конце ордовика. В общем развитии структуры восточной части Чешского массива эти движения, однако, следует учитывать. И лишь позднекаледонские движения (наиболее важный орогенический процесс в Западных Судетах) оказали более эффективное влияние на эту область.

Позднекаледонский орогенез, протекавший частично в конце силура (арденская фаза), частично в течение нижнего девона, постепенно перешел в фазу тектогенеза, проявившуюся в конце нижнего девона. Каледонская структура Западно-Судетских гор была описана уже в ранних статьях немецких авторов (Э. Бедерке и др.). В Железногорской подзоне она была изучена в процессе новейших исследований. Недавно структура Западно-Судетских гор, образовавшаяся в результате позднекаледонских процессов тектогенеза, была отнесена к типу покровных структур (O. Kodym, J. Svoboda, 1945). Последние детальные исследования, проведенные М. Машкой, не подтвердили этого предположения. Однако в результате позднекаледонских горообразующих процессов возникли локальные надвиги, произошли интенсивное складкообразование и метаморфизм всех палеозойских пород в этой области. До-

казательством служат следующие факты: базальные среднедевонские песчаные и конгломератовые породы залегают здесь на смятых в складки и регионально метаморфизованных ордовикских и силурийских отложениях, а в гальках и шлифах они содержат метаморфические породы, образующие их субстрат.

Каледонский тектогенез проявился в ряде характерных особенностей во всей области, особенно в системе Западных Судет. Возникли огромные горные цепи, сложенные протерозойскими и нижнепалеозойскими эпи- и мезометаморфическими комплексами, содержащими раннеорогенические интрузии гранитоидов (крконошские ортогнейсы). Структура этих гор была окончательно сформирована вследствие весьма интенсивных движений в наиболее молодую фазу в течение нижнего девона. Каледонский орогенез затронул и изменил остатки древнего, т. е. ассинтского, структурного этажа и одновременно собрал в складки неметаморфизованные палеозойские осадки. Кроме того, он оказал влияние на развитие структур в периферических краевых частях прилегающих районов, т. е. в серии «внешних филлитов» Моравских куполов, кристаллических сланцев Восточно-Судетских гор и т. д. Структура Свратецкой антиклинали и комплекс пород Железных гор были только слабо затронуты. Каледонский орогенез спаял палеозойский и докембрийский комплексы пород Железногорско-Западносудетской области в относительно консолидированный участок земной коры, который оказал большое сопротивление влиянию более позднего варисцийского тектогенеза.

С окончанием развития каледонской геосинклинальной области в северо-восточной части современного Чешского массива и завершением складчатости в каледонских горных цепях заканчивается вторая важная эра в развитии рассматриваемой области, особенно системы Западных Судет. При этом происходят значительные палеогеографические изменения; Баррандов бассейн осадконакопления определенно отделяется от Западно-Судетской геосинклинали и в посткаледонских депрессиях каледонских горных цепей в конце среднего девона происходит отложение конгломератовых, граувакковых и аркозовых осадков, которые большей частью содержат материал разрушения расположенных вблизи каледонских горных цепей.

В чешской части Железногорско-Западносудетской области девонские отложения встречаются очень редко. Нижнедевонские и большая часть среднедевонских отложений полностью отсутствуют в обнажениях фундамента Западно-Судетских гор, так же как в прилегающем палеозое Железных гор. Аналогичная картина наблюдается и в краевых тектонических

структурах прилегающей с востока Мораво-Силезской области (серия «внешних филлитов» и серия Велке Врбно); здесь не точно установлено присутствие даже верхнедевонских отложений. Только в зонах Мораво-Силезской области, расположенных восточнее Рамзовского надвига, девон появляется в чехле купола Кепрник, в сериях Бранна и Червенногорске сидло (или в серии «внутренних филлитов»), а также в чехле антиклинали Десна.

В чехословацкой части Железногорско-Западносудетской области девонские отложения, доказанные палеонтологически, имеются лишь в Вапенике, близ Йитрава в северо-западной части горной цепи Ештед, где, помимо базальных кластических пород, появляются верхнедевонские известняки и графитовые сланцы, диабазовые туфы, амигдалоиды и диабазы, напоминающие породы, недавно установленные в девонских отложениях в Эльбтальских сланцевых горах (W. Gotte, 1953).

Отложения нижнего карбона, главным образом типичной кульмской фации, обнаружены в Железногорско-Западносудетской области только в северной ее части за пределами границ Чехословакии. У западного края Внутренней Судетской депрессии, в окрестностях Жацлержа, развиты кульмские породы, трансгрессивно залегающие на кристаллических сланцах Рихорске гор.

Консолидированная ассинтско-каледонская структура рассматриваемой области подверглась также воздействию варисцийского тектогенеза, происходившего в других частях Чешского массива. Его влияние проявилось наиболее эффективно в краевых частях области. Интенсивное складкообразование, сопровождавшееся слабым метаморфизмом, происходило в пределах Чехословакии только в Ештедском районе, частично в районе Железни Брод и, вероятно, (частично) в Железногорской зоне. Самая крупная структура Западных Судет, антиклинорий Крконош и Йизерских гор, сложена в Крконошских горах только собственно каледонскими тектогеническими элементами. Ассинтская структура, купол Орлицкие горы — Клодзко, в период варисцийского тектогенеза не испытала сколько-нибудь значительных преобразований.

Варисцийский тектогенез сопровождался в этой области интенсивной магматической деятельностью. Наиболее крупный массив гранитоидов, образовавшийся в это время, — гранитный плутон Крконош — Йизерские горы. Внедрению плутона способствовал древний тектонический шов, находившийся примерно на границе ассинтской и каледонской единиц. Длинная ось плутона имеет широтное простирание; во вмещающих породах, регионально метаморфизованных в ассинтское или каледонское время, наблюдаются контактовые ореолы.

Следовательно, варисцийский орогенез по существу не изменил структурного плана Железногорско-Западносудетской области и сопровождался лишь слабым метаморфизмом. Тем не менее в этой части Чешского массива он представлял собой третью важную стадию тектонического развития и явился последним проявлением альпинотипного тектогенеза.

Мораво-Силезская область

Й. Свобода

Под этим названием имеется в виду наиболее восточная область (см. «Введение») Чешского массива, расположенная восточнее Моравской линии и ее северного продолжения — линии Вацетин — и простирающаяся далее к северу, восточнее зоны развития слюдяных сланцев у Старе Место. После интенсивных ассинтских и каледонских тектонических процессов в этой области происходили процессы интенсивного складкообразования и частично метаморфизма в период варисцийских деформаций, которые относятся главным образом к бретонской и астурийской фазам.

На структурах доварисцийского возраста залегают породы девона и нижнего карбона; последний представлен морской кульмской фацией. Кульмские граувакки, конгломераты и сланцы были смяты в складки вместе с девонскими отложениями в астурийскую фазу. Девонские отложения залегают трансгрессивно; море продвигалось с севера на юг постепенно в течение всего девона (более детальное описание дано в настоящей книге в статье того же автора: «Связь стратиграфо-палеогеографических условий образования палеозойских отложений с тектоникой»).

Основы современных представлений о Мораво-Силезской области были заложены работами Ф. Э. Зюсса, Э. Бедерке, К. Заплетала, Р. Кеттнера. В течение последнего времени эту область изучали А. Дудек, Яр. Дворжак, Й. Янечка, Й. Калашек, О. Кодым (ст.), Р. Кветонь, З. Мисарж, М. Новотный, З. Поуба, Й. Секанина, Й. Скацел, Й. Свобода, Й. Штелцл, Й. Вейсе, В. Зоубек и др.

На северной окраине этой области в Верхне-Силезском (Острава-Карвинском) бассейне за кульмским осадконакоплением, после менее отчетливых движений судетской фазы, непосредственно следовала частично паралическая намюрская и пресноводная вестфальская седиментация. В поздневарисцийском Босковицком грабене на более ранних варисцийских структурах залегают с резким угловым несогласием осадки верхнего карбона и перми.

Западную краевую зону области, которая характеризуется интенсивным альпинотипным варисцийским складкообразованием, Ф. Э. Зюсс назвал Моравикумом (южная часть зоны) и Силезикумом (северная часть). Фундамент большей восточной части области сложен комплексом пород, который в варисцийское время проявил более высокую степень консолидации; его основная часть образована Бруннией, согласно терминологии К. Заплетала. Эта глыба сложена главным образом ассинтскими гранитоидами типа Брно с доинтрузивным альгонкским чехлом (слюдяные сланцы), местами с оболочкой нижнепалеозойских пород, метаморфизованных в каледонское время, и с трансгрессивно залегающими неметаморфизованными девонскими и кульмскими породами.

Мораво-Силезская область в соответствии с приведенным выше определением занимает территорию северной Моравии и большую часть западной и центральной Моравии. На севере и северо-востоке она погружается под отложения эпиварисцийской платформы, на юго-востоке — под неогеновые отложения Предкарпатского передового прогиба и Карпатской флишевой зоны. На юго-западе эта область примыкает к Молданубскому поднятию. В северной части она граничит с Железногорско-Западносудетской областью, с кристаллическими сланцами Свратецкой антиклинали Полички, Забржега и купола Орлицкие горы — Клодзко.

Самый нижний и самый ранний структурный этаж Мораво-Силезской области сложен протерозойским (докембрийским) комплексом катаметаморфизованных (до ультраметаморфизованных) пород, преобладающая составная часть которых представлена гранитами; вполне возможно, что эти породы были смяты в складки и метаморфизованы в период раннеассинтского тектогенеза.

Следующий, каледонский (?) структурный этаж в Моравикуме и Силезикуме состоит из верхнеальгонкской или нижнепалеозойской серии слабо метаморфизованных пород различного состава с многочисленными прослоями карбонатных и графитсодержащих пород. Эта серия, соответствующая «внешним филлитам», выделенным Ф. Э. Зюссом, вероятно, представляет собой первичную «осадочную оболочку» более нижнего структурного этажа. На востоке описываемой площади к этому структурному этажу могут относиться скудные слабо метаморфизованные силурийские отложения, возраст которых доказан палеонтологически.

В варисцийском структурном этаже представлены все три структурных яруса (см. «Введение», стр. 26—27): нижний (D), средний (C_1—C_2) и верхний ($C_3 + P_1$).

Западная краевая зона (Моравикум и Силезикум) представляет собой очень сложную систему тектонических чешуй,

разделенных надвигами или взбросами большей частью восточной и в некоторых случаях западной вергенции.

В целом рассматриваемая структура была изогнута в виде куполов, часто имеющих большую ширину. Таким путем образовались характерные куполоподобные структуры данной области. В своей классической работе Ф. Э. Зюсс (F. E. Suess, 1912) интерпретировал эту структуру как покровную, а выходы куполов назвал *окнами Моравской зоны*. Из новых исследований, проведенных здесь, следует, что речь идет не о крупных покровах, перемещенных на большие расстояния, измеряемые многими километрами (Молданубикум, надвинутый на Моравскую зону), а лишь о не очень больших надвигах, часто даже локального характера. Перемещения по надвигам западных более сильно метаморфизованных тектонических единиц к востоку на менее метаморфизованные или неметаморфизованные комплексы типично для всей структуры Мораво-Силезской зоны как в северной части, в горах Высокий Есеник, так и в западной части Моравии.

Из надвигов наиболее важна Моравская линия (Молданубский надвиг, по Ф. Э. Зюссу), отделяющая Моравикум в западной Моравии от Молданубикума и Западных Судет. Севернее купола Олешнице эта линия перекрыта более молодыми формациями. Ф. Э. Зюсс идентифицировал эту линию в горах Есеник с так называемым Рамзовским надвигом, который, по его мнению, образовал границу между Лугикумом (Лаузицкий район) и Силезикумом (Силезский район). Эта трактовка не получила подтверждения со стороны последующих исследователей; мы должны искать эквивалент Моравской линии (Молданубский надвиг) в недавно установленном разломе Вацетин (O. Kodym, J. Svoboda, 1949), по которому докембрийские кристаллические сланцы Забржега были надвинуты на филлитовую зону Свинова, т. е. эквивалент «внешних филлитов» на Драганской возвышенности юго-восточнее Могельнице. В горах Есеник линия, представляющая, по-видимому, северное продолжение Моравской линии, отделяет зону слюдяных сланцев Старе Место от района Велко Врбно (P. Květoň, 1951). Поэтому мы должны искать границу между Западно-Судетским кристаллическим комплексом и Мораво-Силезской областью в этих участках самой восточной части купола Орлицкие горы — Клодзко.

Среди крупных варисцийских продольных нарушений представляет наибольший интерес Рамзовский надвиг в горах Есеник, по которому серия Велке Врбно была надвинута на серию Бранна (Колдштейн). К другому крупному нарушению относится сбросовая зона Коут, отделяющая купол Кепрник от антиклинория Десна, расположенного далее к востоку. Кроме этих двух наиболее важных дислокаций, как в пределах

Есеникской площади, так и в Западной Моравии имеются другие менее крупные продольные разрывы, которые по их природе можно отнести к надвигам; они вызывают небольшие нарушения в куполах Моравской зоны и в девонском и кульмском чехле восточной части области.

Кроме того, установлены движения противоположного направления, например перемещение по надвигу кристаллических сланцев Летовице на Свратецкий купол.

Структурная единица Моравикум

В. Зоубек

Первоначальный синтез Моравикума, данный Ф. Э. Зюссом, был недавно дополнен и частично исправлен в результате исследований К. Заплетала, А. Дудека, З. Мисаржа, В. Зоубека и других геологов. Наиболее важным фактом служит вергенция в западном направлении, установленная в куполе Свратка, которая свидетельствует, в противоположность концепции Ф. Зюсса, о влиянии процессов складкообразования западной вергенции на формирование купола.

Южная часть западной краевой зоны области (Моравикум, по Ф. Э. Зюссу) охватывает восточную окраину Чешско-Моравской возвышенности и Австрийского Вальдфиртеля. Восточнее Лангенлойса в Австрии эта кристаллическая зона исчезает под неогеновыми отложениями передового прогиба Восточных Альп. Ее дальнейшее продолжение к югу точно неизвестно; по составу материала третичных конгломератов можно предполагать, что погребенная южная часть антиклинория Дыйе, вероятно, изгибается в субстрате моласс в виде широкой дуги, выпуклой к востоку, аналогично дуге северной части и пересекает Дунай где-то в районе Штокерау (западнее холма Вашберг; см. в настоящей книге статью М. Машки и В. Зоубека «Область Молданубского поднятия»).

Моравская зона сложена додевонским метаморфическим комплексом и его девонским чехлом. Додевонское основание у западной границы сложено метаморфизованными породами мезозоны, образующими следующие куполовидные структуры: южный купол Дыйе (по Ф. Э. Зюссу, Thaya Kuppel) и северный Свратецкий купол (по Ф. Э. Зюссу, Schwarzava Kuppel). В ядрах куполов, т. е. в их более глубоких частях, появляются менее метаморфизованные толщи, тогда как в залегающих выше тектонических чешуях находятся более интенсивно метаморфизованные породы. Толщи, слагающие эти антиклино-

рии, рассматривавшиеся Ф. Зюссом как окна Моравской зоны (Moravische Fenster), отличаются сложной литологией и очень запутанным тектоническим строением. Стратиграфически в них можно выделить большое количество «горизонтов» (многочисленные прослои известняков, доломитов, графитовых сланцев и кварцитов). Последовательность основных тектонических единиц (чешуй) от покрывающих пород к подстилающим следующая:

	На западе	*На востоке*
Докембрийские кристаллические комплексы	Молданубская гнейсовая серия	
	Серия слюдяных сланцев Кутногорско-Свратецкой зоны	В антиклинории Дыйе: кристаллические сланцы Мирославского горста (по Ф. Зюссу—«Misslitzer Horst»)
	Слюдяные сланцы зоны Сташова * — ассинтские (только в северной части Свратецкого антиклинория)	В Свратецком антиклинории: летовицкий кристаллический комплекс (ассинтский)
Моравикум	Тектоническая единица «внешних филлитов» + гнейсы Битеша	
	Тектоническая единица «внутренних филлитов» В антиклинории Дыйе: плейсингские ортогнейсы, прорывающие додевонскую нижнюю толщу «внутренних филлитов» + девонский (?) осадочный чехол (верхняя серия «внутренних филлитов») В Свратецком антиклинории: свратецкий гранит и вмещающий их девонский осадочный чехол серия Кветнице	

* Слюдяными сланцами зоны Сташова мы называем узкую зону слюдяных сланцев с прослоями лидитов, расположенную между «внешними филлитами» и кристаллическим комплексом Свратецкой антиклинали.

Из-за отсутствия биостратиграфических опорных данных возраст различных литологических горизонтов и в связи с этим возраст отдельных тектонических процессов, протекавших в этой политектонической и полиметаморфической системе, до сих пор надежно не установлен. Было доказано наличие живетских отложений во «внутренних филлитах» (по единичной находке *Amphipora ramosa*; Й. Свобода и Ф. Прантл) и тем самым наличие интенсивных варисцийских (бретон-

ских) тектонических движений; однако первичные процессы тектогенеза, в результате которых возникла преимущественная вергенция к западу, были, несомненно, доварисцийскими, вероятно, каледонскими; последние сопровождались образованием согласных интрузий синкинематических гранитоидов (ортогнейсы Битеша и Плейссинга) и региональным метаморфизмом.

На прилагаемой тектонической карте единица Моравикум обозначена как каледонская структура, испытавшая также воздействие варисцийской складчатости; не исключено, однако, что здесь имеются и ассинтские элементы. Самые нижние автохтонные комплексы (свратецкий гранит, батолит Дыйе, массив Брно) обозначены на карте как ассинтские серорогенические гранитоиды.

Структурная единица Силезикум

Й. Свобода

Северная часть западной зоны области (Силезикум, по Ф. Э. Зюссу) представляет собой горную систему — Высокий Есеник. Филлитовая зона Свинова на Драганской возвышенности, расположенная юго-восточнее Могельнице и соответствующая комплексу «внешних филлитов», так же как кристаллические сланцы в долине Нецтава с их девонским чехлом осадочных пород, развитых восточнее Иевичко, соответствующие комплексу «внутренних филлитов», образует связующее звено между двумя площадями, т. е. Силезией (Высокий Есеник) и Моравской зоной в западной Моравии.

Так называемая зона слюдяных сланцев Старе Место в Высоком Есенике представляет собой связующее звено между Западносудетской структурной системой и площадью развития Силезикума. Вероятно, первоначально она составляла верхнепротерозойский (альгонкский sensu stricto) чехол антиклинория Орлицкие горы — Клодзко, но в настоящее время она тектонически отделена от этого антиклинория. Другая тектоническая линия, соответствующая примерно Молдануб-скому надвигу, по Ф. Э. Зюссу, в западной Моравии и далее — надвигу Вацетин на Драганской возвышенности и прослеживающаяся по краю этой слюдисто-сланцевой зоны, отделяет зону Велке Врбно Силезикума от зоны Старе Место. Зона Велке Врбно сложена пестрым комплексом от эпизональных до мезозональных кристаллических сланцев с гра-

фитсодержащими и известняковыми прослоями [выделенными П. Кветонем (P. Kveton, 1951) в качестве графитовой серии Велке Врбно], которые по их стратиграфическому и тектоническому положению соответствуют внешним филлитам Моравикума. В настоящее время эта единица относится некоторыми авторами к протерозою и палеозою (по силур включительно), другие приписывают ей только альгонкский возраст.

Восточная тектоническая единица Высокий Есеник представлена серией Бранна (Колдштейн), на которую надвинута тектоническая единица Велке Врбно. Она появляется между двумя антиклинориями (серией Велке Врбно на западе и ядром купола Кепрник на востоке) и образует осадочный чехол ядра купола Кепрник. Она представляет собой зону очень интенсивных варисцийских нарушений, состоящую из ряда отдельных чешуй, в которых наблюдается мелкая складчатость. В долине реки Моравы, между Ганушовице и Забржегом, эта зона примыкает своим западным краем непосредственно к Западным Судетам кристаллическими сланцами Забржега. Ее стратиграфическое положение точно еще не установлено.

Только верхняя часть серии Бранна, сложенная неметаморфизованными темными плитчатыми известняками и слабо филитизированными сланцами, обычно относится к верхнему девону. Наоборот, средняя и нижняя части серии Бранна, представленные известняками, графитсодержащими филлитами, кварцитами, конгломератами, слюдяными сланцами и биотитовыми гнейсами, или целиком относятся к протерозою, или ее средняя часть относится к силуру, и только самая нижняя часть с гнейсами и прослоями мраморов считается верхнепротерозойской. По своему стратиграфическому и тектоническому положению серия Бранна соответствует «внутренним филлитам» Моравской зоны.

Серия Бранна, представляющая собой осадочный чехол ядра купола Кепрник, как правило, не отделяется от него отчетливым тектоническим нарушением. Наоборот, породы серии Бранна (нижней ее части) постепенно переходят в породы ядра, которые в настоящее время относятся к протерозою. Они представлены биотитовыми гнейсами и ставролитовыми слюдяными сланцами, в разной степени мигматизированными. Помимо этой монотонной серии, ядро антиклинория состоит также из более пестрого комплекса, сложенного эрланами, параамфиболитами, кристаллическими известняками, кварцитами и металидитами. Согласно недавним исследованиям З. Мисаржа (Z. Mísař, 1958), этот комплекс соответствует пестрой альгонкской толще других тектонических единиц данной территории. Другая неотделимая часть ядра антиклинория Кепрник — центральный гранитоидный массив

ских) тектонических движений; однако первичные процессы тектогенеза, в результате которых возникла преимущественная вергенция к западу, были, несомненно, доварисцийскими, вероятно, каледонскими; последние сопровождались образованием согласных интрузий синкинематических гранитоидов (ортогнейсы Битеша и Плейссинга) и региональным метаморфизмом.

На прилагаемой тектонической карте единица Моравикум обозначена как каледонская структура, испытавшая также воздействие варисцийской складчатости; не исключено, однако, что здесь имеются и ассинтские элементы. Самые нижние автохтонные комплексы (свратецкий гранит, батолит Дыйе, массив Брно) обозначены на карте как ассинтские серорогенические гранитоиды.

Структурная единица Силезикум

Й. Свобода

Северная часть западной зоны области (Силезикум, по Ф. Э. Зюссу) представляет собой горную систему — Высокий Есеник. Филлитовая зона Свинова на Драганской возвышенности, расположенная юго-восточнее Могельнице и соответствующая комплексу «внешних филлитов», так же как кристаллические сланцы в долине Нецтава с их девонским чехлом осадочных пород, развитых восточнее Иевичко, соответствующие комплексу «внутренних филлитов», образует связующее звено между двумя площадями, т. е. Силезией (Высокий Есеник) и Моравской зоной в западной Моравии.

Так называемая зона слюдяных сланцев Старе Место в Высоком Есенике представляет собой связующее звено между Западносудетской структурной системой и площадью развития Силезикума. Вероятно, первоначально она составляла верхнепротерозойский (альгонкский sensu stricto) чехол антиклинория Орлицкие горы — Клодзко, но в настоящее время она тектонически отделена от этого антиклинория. Другая тектоническая линия, соответствующая примерно Молданубскому надвигу, по Ф. Э. Зюссу, в западной Моравии и далее — надвигу Вацетин на Драганской возвышенности и прослеживающаяся по краю этой слюдисто-сланцевой зоны, отделяет зону Велке Врбно Силезикума от зоны Старе Место. Зона Велке Врбно сложена пестрым комплексом от эпизональных до мезозональных кристаллических сланцев с гра-

фитсодержащими и известняковыми прослоями [выделенными П. Кветонем (P. Kveton, 1951) в качестве графитовой серии Велке Врбно], которые по их стратиграфическому и тектоническому положению соответствуют внешним филлитам Моравикума. В настоящее время эта единица относится некоторыми авторами к протерозою и палеозою (по силур включительно), другие приписывают ей только альгонкский возраст.

Восточная тектоническая единица Высокий Есеник представлена серией Бранна (Колдштейн), на которую надвинута тектоническая единица Велке Врбно. Она появляется между двумя антиклинориями (серией Велке Врбно на западе и ядром купола Кепрник на востоке) и образует осадочный чехол ядра купола Кепрник. Она представляет собой зону очень интенсивных варисцийских нарушений, состоящую из ряда отдельных чешуй, в которых наблюдается мелкая складчатость. В долине реки Моравы, между Ганушовице и Забржегом, эта зона примыкает своим западным краем непосредственно к Западным Судетам кристаллическими сланцами Забржега. Ее стратиграфическое положение точно еще не установлено.

Только верхняя часть серии Бранна, сложенная неметаморфизованными темными плитчатыми известняками и слабо филитизированными сланцами, обычно относится к верхнему девону. Наоборот, средняя и нижняя части серии Бранна, представленные известняками, графитсодержащими филлитами, кварцитами, конгломератами, слюдяными сланцами и биотитовыми гнейсами, или целиком относятся к протерозою, или ее средняя часть относится к силуру, и только самая нижняя часть с гнейсами и прослоями мраморов считается верхнепротерозойской. По своему стратиграфическому и тектоническому положению серия Бранна соответствует «внутренним филлитам» Моравской зоны.

Серия Бранна, представляющая собой осадочный чехол ядра купола Кепрник, как правило, не отделяется от него отчетливым тектоническим нарушением. Наоборот, породы серии Бранна (нижней ее части) постепенно переходят в породы ядра, которые в настоящее время относятся к протерозою. Они представлены биотитовыми гнейсами и ставролитовыми слюдяными сланцами, в разной степени мигматизированными. Помимо этой монотонной серии, ядро антиклинория состоит также из более пестрого комплекса, сложенного эрланами, параамфиболитами, кристаллическими известняками, кварцитами и металидитами. Согласно недавним исследованиям З. Мисаржа (Z. Mísař, 1958), этот комплекс соответствует пестрой альгонкской толще других тектонических единиц данной территории. Другая неотделимая часть ядра антиклинория Кепрник — центральный гранитоидный массив

(гранитогнейсы). В соответствии с классификацией Ж. Юнга—М. Рока метаморфизм пород ядра антиклинория Кепрник соответствует метаморфической зоне верхних гнейсов.

Между куполом Кепрник и другим крупным куполом — Десна, находящимся далее к востоку, на восточном краю ядра антиклинория сохранились остатки осадочного чехла — серия Червеногорске сидло (серия Коут). По данным новейших исследований З. Поубы и З. Мисаржа, эти реликты чехла частично относятся к протерозою, частично представлены серией, полностью соответствующей по своему петрографическому составу и литологическим особенностям девонским породам северной Моравии. Поэтому толще Червоногорске сидло приписывается девонский возраст.

Граница между куполами Десна и Кепрник, расположенным западнее, имеет тектонический характер и очень сложна. По контакту двух антиклинориев протягивается широкая зона разлома Коут со вмятыми в нее чешуями упомянутого осадочного чехла (серия Коут, или серия Червеногорске сидло). По этой зоне купол Кепрник был надвинут на купол Десна.

Ядро купола Десна в настоящее время относят к протерозою (Р. Кеттнер, З. Поуба, З. Мисарж). Оно сложено тонкозернистыми биотитовыми парагнейсами, мусковитовыми гнейсами, ставролитовыми слюдяными сланцами, мигматизированными гнейсами и ортогнейсами. Купол Десна состоит из Прадедского, Орликского и Оскавского блоков. По степени метаморфизма породы купола принадлежат к зоне верхних гнейсов.

Чехол осадочных пород, покрывающих купол Десна, относится к девону и состоит из двух серий — Врбно и Рейвиз. Обе они сложены филлитами, графитсодержащими филлитами, зелеными сланцами, метаморфизованными диабазами, кератофирами, порфироидами и кварцитами. По характеру метаморфизма эти серии принадлежат, согласно данным З. Поубы и З. Мисаржа, к зоне верхних слюдяных сланцев. В некоторых местах породы этих толщ по своему метаморфизму могут быть отнесены даже к зоне ставролитовых слюдяных сланцев и очень близки к метаморфическим фациям додевонского субстрата. Несмотря на то что эти толщи аналогичны по степени метаморфизма, в девонской толще антиклинория Десна нигде нет региональной гранитизации и мигматизации, подобных наблюдаемым в протерозойских породах ядра купола; кроме того, отсутствуют также горизонты ортогнейсов. В то время как метаморфизм девонской толщи купола Десна несомненно имеет варисцийский возраст, метаморфизм ядра купола может быть каледонским или протерозойским. В серии ядра Десна исследованиями З. Поубы и

З. Мисаржа установлены две главные стадии метаморфизма: стадия прогрессивного метаморфизма и стадия ретроградного метаморфизма. С другой стороны, в породах чехла купола Десна повсеместно устанавливается только прогрессивный метаморфизм. По данным З. Поубы и З. Мисаржа, степень прогрессивного регионального метаморфизма додевонских кристаллических сланцев та же, что и во всей горной области Есеник, и соответствует зоне верхних гнейсов. Однако степень метаморфизма пород девонского чехла постепенно возрастает с востока на запад.

Тектоническое строение удлиненного купола Десна, разделенного на ряд отдельных блоков, отличается большой сложностью и еще не расшифровано во всех частях структуры. Но наиболее важный факт, который необходимо здесь отметить, заключается в том, что девонская толща была надвинута с запада на восток на свой субстрат, очень часто с образованием складок, вмятых до различных глубин. Поэтому девонские породы купола Десна почти повсеместно тектонически перекрывают более ранний субстрат.

Альпинотипный тектонический стиль девонских отложений Врбно был отмечен Р. Кеттнером (R. Kettner, 1952), описавшим лежачие складки, в которые собраны породы Врбно, опрокинутые на восток. Эти породы исчезают под комплексом отложений Андельска гора, который в более поздние фазы был надвинут на них вследствие тыльного опрокидывания в направлении с востока на запад.

Купол Десна исчезает к востоку под девонскими и кульмскими отложениями, которыми слагаются горы Низкий Есеник. Их подробное описание можно найти в статьях настоящей книги, касающихся палеозоя Чешского массива.

Другая характерная особенность Мораво-Силезской области в целом, наблюдающаяся и в смежной Западно-Судетской области, — наличие многочисленных крупных радиальных сбросов северо-западного простирания. Многие из них образовались в ранневарисцийское время или еще раньше, но были подновлены в течение саксонской складчатости, другие оказались результатом саксонской тектоники. Они разбили всю область на ряд более или менее крупных блоков. В горах Низкий Есеник к ним относятся прежде всего продолжение краевого Судетского сброса, сбросы Бушин, Теменице и другие; в Моравикуме — сбросы, проходящие по долине Нецтава, сброс вблизи Тишнова, отделяющий блок «внешних филлитов», расположенный далее к северу от находящегося южнее блока «внутренних филлитов», сбросы в девонских отложениях, в гранитном массиве Брно и другие.

Восточная часть Мораво-Силезской области в основном покрыта более молодыми формациями и поэтому менее изу-

чена. Ее основание сложено преимущественно древним, вероятнее всего, ассинтским массивом, соответствующим Бруннии, по К. Заплеталу. Этот массив состоит из гранитоидов Брно и связанных с ним серорогенических интрузивов, выходящих в различных местах в виде небольших островков из-под более молодых перекрывающих формаций в Пржерове, Оломоуце и других районах, а также из-под протерозойского метаморфического «чехла», пронизанного гранитоидами. На этом ядре были отложены преимущественно девонские осадки (от нижнего до верхнего девона или кульма?), которые не были метаморфизованы или подверглись лишь слабому динамометаморфизму; далее — породы нижнего карбона, частично в смешанных фациях с прослоями известняков, и среднекарбоновые осадки. Последние имеют ограниченное распространение. Еще меньшее значение имеют пермские отложения. Описание этих верхнепалеозойских формаций и их тектонического развития в поздневарисцийское время см. в статье О. Кодыма «Верхний палеозой Чешского массива» в настоящей книге.

На варисцийском структурном этаже залегают неоидные осадки (J, Cr_{2-3}, Pg, N). Развитие этой области в неоидное время описано в статье настоящей книги «Платформенная стадия развития Чешского массива» О. Кодыма.

ВАРИСЦИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧЕШСКОГО МАССИВА

В. Зоубек

Варисцийские магматогенные образования отдельных геологических областей были кратко описаны в предшествующих статьях. С учетом их важного значения в варисцийской консолидации Чешского массива ниже делается попытка на нескольких примерах раскрыть с различных точек зрения их роль и тектоническое положение. Поэтому эта статья не претендует на исчерпывающий обзор герцинского магматизма.

Важную роль, которую играют варисцийские гранитоиды в структуре Чешского массива, впервые отметили Ф. Э. Зюсс, К. Заплетал, О. Кодым (ст.); другие авторы также обратили внимание на их геотектонические особенности; положение Среднечешского плутона особенно детально рассмотрели Р. Кеттнер, А. Орлов, Б. Штейнохер, О. Кодым (мл.), М. Сук и другие исследователи.

В варисцийском процессе объединения различных тектонических единиц в один структурный комплекс Чешского массива наиболее важную роль играли интрузии, образовавшиеся в связи с главными варисцийскими фазами складчатости — бретонской или (в Рудногорско-Тюрингенской области) судетской — в результате посткинематического магматизма. По отношению к варисцийскому тектогенезу в целом эти интрузии позднеорогенические (серорогенические) до послеорогенических (субсеквентных). Варисцийские магматиты представлены породами сильно дифференцированного ряда, состав которых меняется от основного (габбро) через средний (диориты и гранодиориты) до кислого гранитного; ультраосновные породы (перидотиты) в варисцийских интрузивных сериях практически отсутствуют.

Среди варисцийских магматитов наиболее важную роль играют гранитоиды, т. е. породы, соответствующие по составу кислым гранитам: гранодиоритам — кварцевым диоритам. Их значение в процессах консолидации и кратонизации Чешского массива станет особенно очевидным, если представить, что в пределах обширных площадей Чешского массива они образуют почти сплошной гранитный слой, тогда как их выходы на современной поверхности (гранитоидные массивы) представляют собой только апикальные его части. Этот факт, доказанный данными глубокого бурения, горными работами и геофизическими исследованиями в Рудногорской системе, особенно на территории Саксонии, подтверждается, по крайней мере косвенными признаками, и в других областях. Так, например, на площади, расположенной между плутонами средней Чехии и Рудных гор, на это указывает непрерывная тенденция гранитоидов к дифференциации, которая прослеживается от Среднечешского плутона через мелкие массивы, прорывающие альгонкскую толщу к северо-западу от плутона (гранитные массивы Стод, Кладруби, Штеновице), к Рудногорскому плутону, а также наличие даек и рудных жил, прорывающих породы «чехла» на большом расстоянии от выходов гранитоидов на современной поверхности.

На территории Чехословакии среди тектонических единиц Чешского массива, описанных выше, имеются следующие варисцийские гранитоидные массивы (см. карту):

В пределах Молданубского поднятия

Центральный Молданубский плутон
Массивы сиенито-диоритов Тршебич, Йиглава, юго-восточнее Волари и другие
Среднечешский плутон (на границе с Тепла-

Баррандовой областью)

В Тепла-Баррандовой области

Массивы Штеновице, Стод, Кладруби, Бор, Бабилон (возраст Чиста-Есеницкого и ассоциированных с ним небольших массивов неясен)

В Рудногорско-Тюрингенской области

Массивы гор Фихтель, Карлових Вар, Флае, Тельнице, Циновец

В Железногорско-Западносудетской области

Крконошский, Скутечский массивы и, вероятно, часть Лужицкого (Лаузицкого)

В Мораво-Силезской области

Единственный массив Жулова (Фридеберг) расположен на границе с Железногорско-Западно-Судетской областью [отсутствие варисцийских серорогенических гранитоидов определенно находится в причинной связи с большей тектонической мобильностью этой области (или некоторых ее частей) в поздневарисцийское, особенно астурийское время]

Помимо преобладающих интрузивных пород абиссального типа, на поздних этапах этого магматического цикла происходит внедрение жильных (микрогранитоидов, лампрофиров) и эффузивных пород. Эффузиями нижнепермских порфиров и мелафиров в предгорьях Крконош полностью заканчивается варисцийский магматизм. С варисцийскими гранитоидами генетически связано поступление пневматолитовых и гидротермальных растворов, под действием которых образовались сильно дифференцированные рудные месторождения. К ним относится преобладающая часть эпигенетических рудных месторождений Чешского массива.

К немногим исключениям из этого правила относятся магнетитовые месторождения скарнового типа, генетически связанные с докембрийскими синкинематическими гранито-гнейсами (Я. Коутек, В. Земанек); далее, флюорит-баритовая формация Рудных гор и полиметаллическая минерализация близ Розтоки в Чешских Средних горах, вероятно, также генетически связаны с третичным щелочным вулканизмом.

Серорогенические варисцийские магматиты представляют собой в большинстве случаев массивные (с гранитной текстурой), местами со слабо выраженной параллельной текстурой породы, образовавшиеся в результате кристаллизации (кон-

солидации) магмы как подлинно интрузивные тела. Лишь в некоторых случаях они могли образоваться вследствие гранитизации in situ (мобилизации или мигматизации).

В различных частях Чешского массива главная варисцийская фаза складчатости проявлялась в разное время; к концу этих фаз в соответствующих районах приурочена магматическая деятельность. Наиболее ранние интрузии можно отнести к концу раннебретонского тектогенеза, а наиболее молодые могли образоваться в конце карбона или даже в самых низах перми (О. Эльснер, А. Вацнауэр и др.).

Определения абсолютного возраста, проведенные в Советском Союзе, а недавно также и в Чехословакии (преимущественно калиево-аргоновым методом), еще недостаточно многочисленны для того, чтобы можно было точно установить возраст всех массивов гранитоидов, а тем более для определения возраста отдельных дифференциатов. Результаты подобных анализов необходимо полностью использовать, особенно после пополнения их данными, полученными другими методами. Необходимость получения большого числа таких анализов и вдумчивой оценки их результатов станет очевидной, если принять во внимание уменьшение точности этого метода при определении возраста более молодых пород, содержащих сравнительно малое количество Ar^{40}, глубокую дифференциацию отдельных гранитных массивов и — если говорить о доварисцийских гранитоидах — большую зависимость содержания Ar^{40} от поздних тектонических, метаморфических и термических процессов, которые играли определенную роль в сложном развитии Чешского массива. Имеется также неопределенность в отношении некоторых точек опорной шкалы абсолютного возраста — большинства важных стратиграфических границ (девон — карбон, карбон — пермь); в настоящее время этот вопрос служит предметом дискуссии. Тем не менее данные, полученные в настоящее время, свидетельствуют, что в преобладающей части серорогенического гранитоидного магматизма Чешского массива интрузии относятся к палеозойскому, главным образом варисцийскому времени. Однако вплоть до настоящего времени данные, полученные геологическими методами, остаются более надежной основой для определения отношения отдельных интрузий к отдельным фазам тектогенеза.

Согласно современным представлениям, преобладающая часть интрузий центрального Молданубского и Среднечешского плутонов представляет собой результаты серорогенической магматической деятельности, имевшей место в бретонскую фазу. Ранние, нормальные гранитоиды Рудногорского плутона образовались в результате серорогенического маг-

матизма судетской или рудногорской фаз. Наиболее молодые автометаморфизованные рудногорские граниты соответствуют (по отношению к этим фазам тектогенеза) субсеквентным интрузиям; образование их, вероятнее всего, связано с астурийскими движениями. Массивы варисцийских гранитоидов Железногорско-Западносудетской области, т. е. массивы Крконошских гор, Жулова (Фридберг), Железных гор (Скутеч) и частично Западного Лаузица, интрудировали, вероятно, во время последних проявлений бретонской фазы, хотя в некоторых случаях не исключен их более молодой возраст (так, К. Питч относит плутон Западного Лаузица к судетской фазе).

Все варисцийские плутоны отличаются от доварисцийских структурной целостностью и развитием правильной системы трещин отдельности, которая указывает на тектонический план, преобладавший во время консолидации. Развитие интенсивной трещиноватости и подобных структурных нарушений ограничивается главным образом саксонскими, а также поздневарисцийскими сбросовыми зонами.

Большинство варисцийских интрузий гранитоидов по характеру их контакта относится к телам, образовавшимся на малых глубинах (до 1500—600 *м*), т. е., согласно П. Михоту, к эпизональным гранитам. Интрузии часто проникали вплоть до (регионально) неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пород; контактовый метаморфизм (нормального типа) проявился в образовании кордиерит- и андалузит-биотитовых роговиков во внутренней контактовой зоне, переходящих в пятнистые сланцы внешней контактовой зоны. Контакт с породами чехла относительно резкий, и проникновение магматического материала в чехол в виде даек, прожилков и мигматитов наблюдается сравнительно редко; мощность контактовой зоны не очень большая и не превышает нескольких сот метров. Контактовый метаморфизм, происходивший под воздействием гранитов, проявляется только в неметаморфизованных или эпизонально метаморфизованных породах, т. е. он становится очевидным в случае больших различий между «равновесной температурой» минеральных фаций чехла и температурой интрудирующей магмы.

Эти эпизональные массивы обычно проникают из глубоко расположенных гранитных слоев в более высокие горизонты земной коры по крупным тектоническим швам. Так, например, Среднечешский плутон использовал для своего внедрения тектоническую границу между Молданубской и Тепла-Баррандовой системами; некоторые его апофизы интрудировали по сопряженным параллельным дислокационным зонам, развитым в пределах Баррандовой тектонической единицы (главный Пршибрамский сброс), так же как и в смежной

зоне Молданубикума [О. Кодым (мл.)]. Граниты массива Скутеч интрудировали по ослабленной сбросовой зоне Лабской линии подобно Мейсенскому плутону (вне границ Чехословакии). Для внедрения массива Стод служило нарушение, отделяющее альгонкский комплекс нижней (филлитовой) метаморфической зоны от очень слабо метаморфизованного верхнего комплекса. По разрывам Хебско-Домажлицкой сбросовой зоны, сопровождающей Домажлицкий осевой перегиб, внедрились массивы: Кладрубский (по сбросу Марианске-Лазне), Борский (в центральной части Хебско-Домажлицкого грабена) и Бабилонский (по сбросу Большой кварцевой жилы). Карлововарский массив связан с важной структурной зоной осевого взброса Божи Дар. Для внедрения большей части других гранитных массивов Рудных гор послужили также поперечные структуры (северо-западного простирания), которые могли образоваться в конце рудногорской фазы. Массив Флае внедрился по меридиональной сбросовой трещине, маркированной поздней интрузией порфировой дайки; извержение порфиров трещинного вулкана Теплице также связано с этой сбросовой системой (ср. A. Watznauer, 1954).

Положение тектонического шва, по которому происходили интрузии, проявляется даже внутри массива между более ранними и более поздними дифференциатами. Так, например, рудные жилы и дайки сосредоточивались первоначально в северных частях Среднечешского плутона и в породах, примыкающих к северо-западному контакту (ср. с точкой зрения Р. Кеттнера и других геологов); в Кладрубском массиве на простирание глубинного шва указывают тела ранних габброидов и более молодых автометаморфизованных дифференциатов, а также апофизы этого массива, распространяющиеся в южном направлении по сбросу Марианске-Лазне.

Наоборот, абиссальный характер интрузивных тел, относящихся к центральному Молданубскому плутону, становится очевидным вследствие их тектонического положения, метаморфической активности, а также петрографического характера. Купол главного массива центрального Молданубского плутона находится в ядре Молданубского поднятия, где он образует неправильный батолит без какого-либо отчетливого контроля реальными (сбросовыми) тектоническими структурами. От главного, батолитового, тела граниты проникают в смежные комплексы кристаллических сланцев по круто или полого падающим плоскостям дизъюнктивных нарушений, образуя многочисленные дайки различной мощности и лакколитовые тела. Контактовый метаморфизм имеет катазональный характер, и влияние его воздействия можно проследить на расстоянии порядка километра; он вызвал превращение биотит- и силлиманит-биотитовых гнейсов в

кордиеритовые гнейсы, в некоторых местах переходящие в анатектические кордиеритовые граниты. Периконтактная мобилизация привела к взаимному изменению контактной поверхности и возникновению структур «полосатых гнейсов». Инъекционные процессы отчетливо выражены благодаря относительно широко развитой мигматизации (фиг. 6). Плутон остался в области развития катазонально метаморфизованных пород и нигде не проник в менее метаморфизованные

Фиг. 6. Пример мигматизации, вызванной варисцийскими посткинематическими гранитами (центральный Молданубский плутон). (V. Zoubek, 1927.)

Между двумя параллельными дайками светлого гранита заметна прослойка парагнейсов. Дайки гранитов послужили источником кварц-полевошпатовых инъекций в гнейсы, параллельных смятым плоскостям их сланцеватости. В деталях обе краевые жилы секут сланцеватость гнейсов, но в целом они параллельны сланцеватости. Распределение инъецированного вещества свидетельствует, что пигматитовые формы, по крайней мере в этом случае, контролируются доинъекционными структурами; в течение процесса мигматизации движений, вызывающих складчатость, не было. Аплитоидные метатектиты были действительно инъецированы, а не сегрегированы из самой породы. Несколько уменьшено.

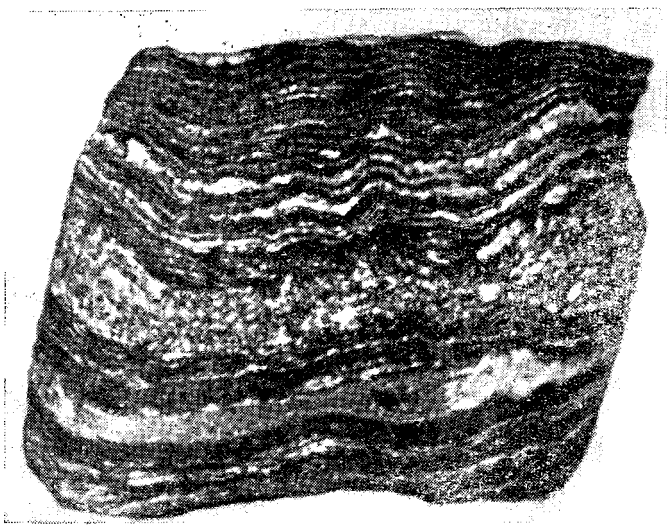
слои (которые во время интрузии были уже, вероятно, удалены в процессе денудации).

В местах, где кордиеритовые гнейсы и мигматиты появляются в виде «независимых» тел, не связанных пространственно с выходами на поверхность гранитных массивов (например, в западной части Чешского Леса в Чехии), они могут указывать на присутствие последних на глубине.

Отличительный характер Молданубской интрузивной массы обусловлен иной природой развитых вокруг нее ореолов минерализации, которая в целом более скудна и в общем

более «кататермальна» (Я. Коутек) по сравнению с рудными ореолами, которые наблюдаются вокруг других массивов. Имеющие большое значение полиметаллические мезотермальные рудные месторождения ограничены здесь тектонической зоной Бланицкого грабена; связь этой минерализации с плутоническими породами, однако, не такая тесная и еще не получила своего объяснения.

Из других плутонов лишь некоторые (или отдельные их части) напоминают центральный Молданубский плутон более



Фиг. 7. Различные формы метасоматического проникновения и инъекции кварц-полевошпатового вещества в биотитовые парагнейсы, которые соответствуют различным фазам одного и того же процесса мигматизации (цикла). Южный контакт Среднечешского плутона (М. Сук).

Окрестности Гораждёвице. Натуральная величина.

абиссальным характером контакта. Это относится, например, к некоторым частям южного контакта плутона средней Чехии (фиг. 7), южная интрузивная зона которого по ряду особенностей, в частности по наличию сиенито-диоритовых дифференциатов, представляет собой тип, переходный к Молданубскому плутону, а также к южной части Карлововарского массива (в Славковском Лесе). Некоторые отличия, наблюдаемые здесь, заключаются в несколько меньшей глубине формирования этих интрузий по сравнению с центральным Молданубским плутоном.

К характерной особенности дифференциации Молданубского плутона относится та важная роль, которую играла K_2O даже в основных дифференциатах, обычно имеющих характер лампросиенитов или лампросиенит-диоритов, богатых биотитом и калиевым полевым шпатом (например, сиенито-диорит чертово-бржеменского типа Среднечешского плутона, Тршебичский массив, небольшой массив близ Волари в Шумавских горах, вайнсбергский и ростенбергский типы в Австрии). Безусловно, что в образовании части этих пород, богатых биотитом, в которых проявлена отчетливая ориентировка, важную роль играли процессы мобилизации и мигматизации.

Эта особенность характеризует поздневарисцийский гранитоидный магматизм и в других горстах кристаллических масс молданубского типа; так, например, «гребневые граниты» (granites des Crêtes, Kammgranite) — синие и черные граниты в Вогезах — напоминают чешские сиенито-диориты.

Высокое содержание щелочей можно наблюдать даже в некоторых жильных породах поздних магматических фаз. В некоторых местах такие породы исключительно богаты биотитом («биотититы») или вследствие содержания в них щелочных амфиболов уже переходят в категорию ненасыщенных (щелочных) пород. Это относится не только к Молданубскому плутону, но и к плутону, геохимически наиболее тесно с ним связанному (Рудногорский плутон).

Подобно тому как Среднечешский плутон связан переходными типами с Рудногорским плутоном, некоторые из отмеченных выше особенностей служат связующим звеном между плутонами средней Чехии и Молданубикума.

Все это свидетельствует, что серорогенические варисцийские гранитоиды Чешского массива в целом образуют, несмотря на их исключительное разнообразие, непрерывную систему от Молданубского до Рудногорского плутона с обычными закономерностями.

Поражает зависимость местонахождения некоторых габброидных интрузий от метабазитовых комплексов, которые образовались в результате метаморфизма альгонкских спилитовых вулканогенных пород. Наиболее крупные метабазитовые комплексы Марианске-Лазне и Кдине были недавно изучены Ф. Фиалой и З. Вейнаром. Вероятно, что часть габброидных пород названных комплексов образовалась в результате ассинтской и варисцийской мобилизации этих метабазитов в более глубоких зонах; анатектические магмы, образовавшиеся таким путем, проникли к месту их современного нахождения в виде интрузий.

Хотя анатектическое происхождение более кислых варисцийских интрузий также возможно или даже вероятно, их за-

висимость от комплексов пород, окружающих их в настоящее время, не столь очевидна; по большей части они образовались в результате подъема магмы с больших глубин, исследование которых находится за пределами возможностей современных геологических методов.

С точки зрения зависимости химизма варисцийских интрузий от геотектонических особенностей представляет интерес относительно основной характер таких плутонов, которые интрудировали по некоторым глубоким тектоническим швам (например, Среднечешский плутон на тектоническом сочленении молданубского и альгонкского комплексов, Мейсенский плутон на Лабской линии — Средне-Саксонском надвиге). В этих плутонах широко представлены диоритовые, сиенито-диоритовые и габброидные породы. Такую взаимосвязь можно объяснить тем, что отдельные тектонические швы протягиваются очень глубоко, проникая в более глубокие зоны, характеризующиеся более основной магмой (Г. Клоос).

В направлении от баррандово-молданубской границы (с интрузиями Среднечешского плутона) к северу, через Тепла-Баррандову область (с небольшими массивами гранитоидов западной Чехии) к Рудногорскому плутону, можно наблюдать постепенные изменения в геохимической природе гранитоидов. В этом направлении повышается в среднем кислотность гранитоидов мелких массивов и в то же время возрастает роль наиболее молодых, автометаморфизованных «дополнительных интрузий» при увеличении интенсивности их автометаморфизма. Резкое качественное изменение можно наблюдать на границе между структурами Тепла и Рудных гор; большие массы самых молодых автометаморфизованных варисцийских гранитов, характеризуемых ниже, ограничиваются Рудногорско-Тюрингенской областью и ее ближайшими южными окрестностями (в Славковском Лесе). Эта пространственная связь более мобильных, интенсивно автометаморфизованных и весьма рудоносных гранитов с геосинклинально и тектонически более мобильной варисцийской зоной определенно имеет и генетическое значение.

Варисцийские гранитоиды — очень чувствительные индикаторы (это касается даже их структурных особенностей) геотектонических условий своего происхождения. Это особенно резко выражено в пределах Карлововарского массива.

В этом гранитном массиве, представляющем наивысшее куполообразное поднятие Рудногорского гранитного слоя, обнаженного в процессе денудации, мы различаем две группы гранитов: ранние нормальные граниты, в какой-то мере соответствующие типу Gebirgsgranit предыдущих авторов, представлены породами от биотитовых гранитов до гранодиоритов с апатитом, которые наиболее обильны акцессорными

минералами; более молодая серия гранитов, по большей части соответствующая гранитам типа Erzgebirgsgranit и Zinngranit, отличается сильным автометаморфизмом (альбитизация полевых шпатов, литионизация биотита, частое присутствие топаза, турмалина, реже флюорита), в некоторых местах переходящим в цвиттеризацию и грейзенизацию. С этими гранитами связано мощное развитие пневматолитовой [олово-(молибденово-вольфрамовой)] и (поблизости от метаморфических ореолов) гидротермальной (висмуто-кобальто-никелевой и свинцово-цинковой) формации. Автометаморфизованные граниты в целом более кислые, чем более ранние нормальные граниты. Они часто содержат порфировые кварцевые зерна, а в акцессориях — циркон и дейтерические титансодержащие минералы (анатаз и другие), в то время как количество апатита уменьшается. Породы более древней гранитной серии могли интрудировать во время угасания судетской фазы или, скорее, в течение рудногорской фазы. Поэтому следы действия тектонического давления в процессе интрузии проявились в заметных протокластических и катакластических особенностях (главным образом в катаклазе кварца). Это соответствует тому факту, что рассматриваемая фаза является «тангенциальной». С другой стороны, более молодые граниты связываются с более молодыми постумными, «радиальными» (вероятно, астурийскими) движениями; поэтому в них не проявлены какие-либо признаки протоклаза или катаклаза. Кварц особенно поражает своей оптической гомогенностью. По большей части он не имеет волнистого погасания или, самое большее, обладает очень слабыми его признаками, которые легче приписать кристаллизационным напряжениям, чем тектонической деформации. Эта особенность иллюстрирует тектонические условия в процессе кристаллизации гранитов этих двух «серий» и помогает различать объединяемые ими породы даже в тех случаях, когда характерные особенности минерального состава отсутствуют, т. е. при очень слабом автометаморфизме более молодых гранитов. Это свойство, однако, играет еще более важную роль во всем тектоническом развитии Чешского массива или во всяком случае Рудногорско-Тюрингенской области. Оно позволяет предполагать, что во время интрузии более молодых автометаморфизованных гранитов (рудногорских) воздействие тангенциального давления не было длительным, кроме того, оно служит указанием на весьма высокую жесткость всех комплексов пород, достигнутую в поздневарисцийское время. Со времени интрузии этих гранитов Чешский массив, или по крайней мере указанная его часть, сопротивлялся тектоническому стрессу, особенно в процессе неоидного (саксонского) тектогенеза, который практически не вызвал

каких-либо внутренних (дифференциальных) деформаций глыбы, консолидированной в варисцийское время. Кварц гранитов Карлововарского массива представляется с этой точки зрения весьма чувствительным геологическим манометром.

Следовательно, структуры гранитоидов фиксируют сининтрузивные и более молодые тектонические движения. С другой стороны, тектонические движения в некоторых случаях приводят к выявлению глубинных особенностей гранитных тел. Так, например, перемещения по сбросу Марианске-Лазне привели к обнажению на современном уровне денудации более глубоких горизонтов слабо автометаморфизованных грубозернистых рудногорских гранитов Кинжварта в блоке Хебско-Домажлицкого грабена. Подтверждением этого служит усиление автометаморфизма в некоторых гранитоидных телах по направлению к поверхности и, кроме того, приподнятость в настоящее время блока, опущенного в послеастурийское время, т. е., вероятно, в заальскую или пфальцскую фазу.

Совершенно естественно, что в соответствии с весьма разнородным тектоническим развитием Чешского массива гранитоидный магматизм характеризуется большим многообразием во всех своих проявлениях. В качестве примера, иллюстрирующего сложную историю развития магматитов, пневматолитов и гидротермалитов, приводится схема последовательности формирования Карлововарского массива. Эта схема, разработанная по данным исследования саксонской части массива (О. Эльснер, А. Вацнауэр), воспроизводится с некоторыми изменениями из цитированной выше работы В. Зоубека (V. Zoubek, 1958):

1. Кварцевые диориты, габбродиориты до габбро (Марианске-Лазне, Абертами)
2а. Мелкозернистые биотитовые граниты (Пайндльберг, близ Нейдека, Марианске-Лазне)
2б. Среднезернистые биотитовые граниты, большей частью порфировидные (нормальные граниты, Gebirgsgranit)
3. Двуслюдяные кфельские граниты (?)
4. Аплиты и пегматиты, связанные с нормальными гранитами
5. Часть гранит-порфиров, лампрофиры
6. Наиболее древние рудные жилы: благородная кварцевая (eq) рудная формация
7. Порфировые вулканогенные породы
8. Часть гранит-порфиров
9. Большая часть автометаморфизованных гранитов (Erzgebirgsgranit)

10. Часть аплитов и лейкократовых (аплитовых) автометаморфизованных гранитов; штоки оловоносных гранитов
11. Большая часть пневматолитовых и гидротермальных рудных формаций Рудных гор

(Этот ряд так же, как критические замечания, касающиеся некоторых не вполне ясных данных, детально рассматривается в упомянутой статье).

Примечание

Помимо указанных в начале настоящей статьи авторов, тектоническое положение и развитие герцинских гранитоидов Чешского массива изучали многие чешские и иностранные исследователи; их наиболее важные работы упоминаются в предшествующих статьях и в прилагаемом списке литературы.

СВЯЗЬ СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ С ТЕКТОНИКОЙ

Й. Свобода

РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ ЧЕШСКОГО МАССИВА

Раннепалеозойские породы Чешского массива образовались в нескольких бассейнах осадконакопления, которые хотя и были прямо или косвенно связаны между собой, но развивались в значительной степени отдельно друг от друга и различными путями. Выделяются следующие бассейны осадконакопления: средняя Чехия, Западные Судеты, Мораво-Силезская область, Саксония — Тюрингия (Фогтланд — Рудные горы).

Развитие раннепалеозойских образований на этих площадях различается по стратиграфии и фациальному характеру осадочных пород, масштабам и интенсивности вулканизма основной магмы, а также по возрасту морских трансгрессий, степени и времени проявления каледонской и варисцийской складчатости. Позднекаледонские процессы тектогенеза проявились в четырех районах Западно-Судетской геосинклинали и частично также в районе Железных гор. Наоборот, варисцийское складкообразование представляется главным в Барандовой области и в Фогтланд-Рудногорском бассейне. Хрудим-Островная зона образует переходную площадь.

Наиболее древние осадочные породы раннего палеозоя средней Чехии представлены мощными кластическими отложениями, залегающими на докембрийском основании. В восточной части, в Железных горах, это мощный комплекс граувакк, грауваковых песчаников, конгломератов, полосчатых сланцев, содержащих в некоторых местах довольно мощные горизонты порфиритов и кератофиров с амигдалоидами и туфами. На контакте этого комплекса зеленых кластических пород, мощность которого измеряется многими сотнями метров, с подстилающими породами верхнего альгонка ясно выраженного несогласия нет; позднеассинтские тектонические движения проявились здесь слабее, и их воздействие было к тому же замаскировано каледонским складкообразованием. Небольшое угловое несогласие и резкая граница наблюдаются лишь в некоторых местах, особенно там, где в основании более молодого комплекса залегают конгломераты. Возраст этого комплекса еще точно не установлен. Й. Сво-

бода и Ф. Фиала (J. Svoboda, F. Fiala, 1956) относят его к так называемому субкембрию («эокембрию»). Они включают в него наиболее молодые породы альгонка, так же как комплекс кластических пород, залегающих в субстрате палеонтологически охарактеризованного среднего кембрия (V. Havlíček, 1949), который в своей большей части соответствует, вероятно, нижнему кембрию. В восточной части Чешского массива эти эокембрийские комплексы сложены осадками, которые образовались в прогибе, представлявшем нечто вроде позднеассинтской миогеосинклинали. Не исключено, что в некоторых местах они частично содержат также осадочные породы ледникового происхождения.

Осадочные породы подобного происхождения были установлены также в некоторых частях Хрудим-Островной зоны, расположенной дальше к юго-западу, и в некоторых останцах метаморфических пород средней Чехии. Недавно В. Гавличек сопоставил с ними даже осадочные породы так называемой *нарисовской серии* из юго-западной части кембрия Пршибрама.

В Баррандовой области подобные наиболее ранние палеозойские осадочные породы относятся к кембрию. Его самая нижняя часть состоит в так называемой *нижней псаммитовой серии,* подстилающей слои Инце, которые на основании палеонтологических определений относятся к среднему кембрию. Быстрое погружение узкого бассейна осадконакопления современных гор Брди обусловило возможность аккумуляции конгломератовых и песчанистых осадков, мощность которых превышает 2000 *м*. Они повсюду имеют континентальное происхождение.

В среднеакадском море, распространившемся за небольшой отрезок времени от восточных частей Чешского массива вплоть до Баррандовой области, происходило отложение глинистых, песчанистых и конгломератовых осадков (Железные горы и окрестности Брди и Скрыйе-Тыржовице). Это было мелкое эпиконтинентальное море с многочисленными мелкими, но широкими заливами. Среднеакадский возраст этих осадочных пород был доказан палеонтологически на всех указанных площадях. После регрессии моря осадконакопление продолжалось лишь на площади Брди, где были отложены конгломераты и песчаники так называемой верхней псаммитовой серии. В Баррандовой области в конце среднего кембрия начал действовать континентальный вулканизм; в верхнем кембрии вулканическая деятельность достигла кульминации, в результате чего образовалась Кршивоклат-Рокицанская зона, сложенная порфирами, порфиритами и их туфами.

За исключением Хрудим-Островной зоны и Баррандовой области кембрийские отложения в пределах Чешского

массива неизвестны. Некоторые авторы (особенно немецкие) в своих ранних толкованиях относили, однако, к кембрию (без палеонтологических доказательств) некоторые метаморфические формации Западно-Судетского кристаллического комплекса или к так называемому кембро-силуру некоторые пестроцветные разности кристаллических сланцев Восточных Судет (серия Строн; Зайтендорф); слюдисто-сланцевую зону и т. д. В большинстве своем эти представления были вскоре отброшены.

Из метаморфизованных комплексов Западных Судет некоторые авторы относят к кембрию кровельные филлиты Железни Брод. Часть филлитового комплекса Нове Место и некоторые части забржегской серии в северной Моравии иногда относят к нижнему кембрию (субкембрию). Некоторые эпизонально метаморфизованные комплексы северо-западной части Чешского массива также считают кембрийскими.

Кембрий Железных гор (Хрудим-Островная зона) и Баррандовой области представлен посторогеническими осадочными породами молассового типа, образованием которых фактически заканчивается ассинтский геосинклинальный цикл в Чешском массиве. Однако в то же время они соответствуют началу цикла осадконакопления раннепалеозойской геосинклинали средней Чехии. Чешский массив, смятый и консолидированный ассинтской орогенией, был регенерирован. Регенерация достигла кульминации в ордовике, когда образовался новый, интенсивно погружающийся бассейн осадконакопления, связанный на северо-востоке с Западно-Судетской геосинклиналью.

В течение позднего кембрия весь Чешский массив был сушей; ордовикское море проникло в центральную часть Чехии с северо-востока. Между осадочными породами кембрия и ордовика в средней Чехии можно наблюдать небольшое угловое несогласие; его можно считать результатом чешской фазы тектогенеза, которая в самой Баррандовой области не играла какой-либо заметной роли. Ее масштабы и интенсивность в других частях Чешского массива (особенно в северо-восточной части) оценены еще недостаточно. В какой-то степени движения, происходившие в конце кембрия и начале ордовика, вызвали в пределах Чешского массива изменение площадного распространения ордовикских пород по сравнению с кембрийскими отложениями. В это время развитие бассейна осадконакопления средней Чехии достигло переломного момента; площади, которые были в кембрии погружены, в ордовикское время стали областями сноса.

Ордовикские породы, возраст которых твердо установлен палеонтологически, вновь начали формироваться в Хрудим-Островной зоне и в седиментационном бассейне средней Че-

хии, т. е. только в Баррандовой области. Ордовик начинается здесь тремадокской трансгрессией; в скиддаве имела место локальная временная регрессия и наблюдается перерыв в осадконакоплении (особенно в восточных частях, как, например, в Железных горах и других местах); возобновился и стал более интенсивным основной начальный вулканизм. В течение лланвирна произошло окончательное погружение этой части Чешского массива и область средней Чехии соединилась с Западно-Судетской, а также с Тюрингенско-Саксонской областями. Ордовикский начальный вулканизм достиг максимума в лланвирне. Осадочные породы лландейло и карадока характеризуются в Железных горах, так же как и в Баррандовой области, чередованием пелитовых и песчаных комплексов. Породы вулканического ряда, характерные только для Баррандовой области, ограничиваются более глубокими зонами. Самые верхние части ашгиллия в средней Чехии представлены кварцитами и песчаниками, в некоторых местах содержащими конгломераты. Они заканчивают ордовикский разрез и отражают проявление таконской фазы орогенеза.

Первичное распространение ордовикских осадков в пределах Чешского массива еще не может быть точно установлено. Помимо комплексов, развитых в двух отмеченных районах, к ордовику, хотя и без какого-либо палеонтологического подтверждения, относятся некоторые эпизонально метаморфизованные комплексы, обладающие подобными же литологическими особенностями. Они обнаружены в кристаллическом массиве Западных Судет, например в горах Ештед (Йешкен), в районе Железни Брод, в предгорьях Крконош, так же как и в некоторых комплексах кристаллических сланцев Рудных гор. Наконец, ордовикский возраст приписывается большинством авторов более ранним комплексам внешних филлитов и графитовой серии Велке Врбно в горах Есеник. На основании данных последних исследований можно предполагать, что в пределах Чешского массива ордовикское море занимало весьма ограниченную площадь и вторгалось в ассинтский консолидированный блок в виде небольших и мелких заливов.

После таконского интервала в пределах Чешского массива произошла наиболее мощная морская трансгрессия. Это была силурийская трансгрессия, которая затопила обширные площади и даже некоторые поднятия, образовавшиеся в течение ассинтского складкообразования и выступавшие в виде суши из ордовикских морей (восточная часть Чешского массива).

В противоположность кембрию и ордовику возраст силурийских осадочных пород точно установлен палеонтологически в Чешском массиве, в Баррандовой области и в Хру-

дим-Островной зоне, так же как в области развития западносудетских кристаллических сланцев (Ештед, Железные горы и предгорья Крконош), в Глинском острове Железногорской области и на Драганской возвышенности в Моравии.

Даже в течение силура бассейн осадконакопления средней Чехии непосредственно соединялся с бассейном Западных Судет. Он отличался, подобно Западно-Судетскому бассейну, интенсивным начальным диабазовым вулканизмом и отложением преимущественно карбонатных пород в течение верхнего силура. Наоборот, для Островной зоны и Железных гор диабазовый вулканизм не характерен. В северных частях силурийского бассейна осадконакопления, связывающего Западно-Судетскую область с Баррандовой областью и Хрудим-Островной зоной, отложения карбонатных пород не происходило, а превалировал интенсивный диабазовый вулканизм. В восточных частях Чешского массива, где допалеозойская толща сложена докембрийскими кристаллическими сланцами и эпизонально метаморфизованными породами альгонка, в основании силурийских пород залегают базальные кварциты, которые выше переходят в фации граптолитовых сланцев и лидитов. В силурийских отложениях нет ни диабазов, ни известняков. В верхних частях силура этой части Чешского массива отчетливо проявляется начало каледонского орогенеза; силур представлен песчаными регрессивными осадочными породами (граувакки Рихмбурка в Скутечско-Глинском острове). Подобные осадочные породы, известные в Островном синклинории («остров» Седльчани и Красна Гора), и песчанистые и конгломератовые породы в окрестностях Рожмиталя, установленные недавно (V. Havlíček, 1958) в самых верхах силура и нижнем девоне, свидетельствуют, что на осадконакопление, происходившее в этой части Чешского массива, повлиял, хотя косвенно и слабо, каледонский орогенез. В самой Баррандовой области позднекаледонский интервал проявился лишь в своеобразной ассоциации фауны и в изменении литологического характера карбонатных осадочных пород. Осадконакопление здесь или не прерывалось совсем или прерывалось лишь на короткое время.

В Чешском массиве силурийские осадки характеризуются, следовательно, частично типичным богемским развитием, т. е. присутствием известняков и диабазовым вулканизмом, а частично — в северной и восточной частях — германским развитием, т. е. наличием сланцев с лидитами, типичными для северной Саксоно-Тюрингенской краевой зоны Чешского массива. Силурийские породы в Моравии, возраст которых подтвержден палеонтологически только на Драганской возвышенности (Стинава), представляют собой единственные силу-

рийские отложения, палеогеографические условия образования которых пока не удалось установить.

Из метаморфизованных кристаллических серий к силуру Чешского массива относятся некоторые известняковые и графитовые комплексы тектонической единицы внутренних филлитов, развитых в окрестностях Тишнова (K. Zapletal, 1926), и серия Бранна в горах Есеник, так же как литологически схожие комплексы внешних филлитов Моравикума и графитовая серия Велке Врбно. Силурийский возраст этих отложений палеонтологически не подтвержден.

Девонские осадочные породы в пределах Чешского массива представлены типичными известковыми породами в Баррандовой области и различными породами рейнских фаций в Моравии.

К указанным областям развития девонских пород можно присоединить небольшой выход верхнедевонских пород в Ештедском районе, возраст которых установлен палеонтологически. Эти породы, как и девон Саксоно-Тюрингенской зоны, также можно отнести к рейнским фациям Саксоно-Тюрингенской зоны.

Для осадочных пород нижнего девона, распространенных в Баррандовой области, характерна весьма сильная фациальная изменчивость, несмотря на повсеместное присутствие карбонатных пород.

Девонские карбонатные фации, сохранившиеся в центре палеозойского бассейна средней Чехии, вытянутого между Прагой и Бероуном, по большей части непосредственно и без перерывов связаны с карбонатными породами самых верхов силура. Это относится и к песчаным породам краевой части бассейна (район Рожмиталя; V. Havlíček, 1958). Тем не менее каледонские тектонические движения даже в пределах этой области представляют один из главных факторов, влиявших на дальнейшее развитие рассматриваемой части Чешского массива. Во время этих движений Баррандов бассейн осадконакопления оказался окончательно отделенным от палеозойских Хрудим-Островной зоны и Западно-Судетской области. С этого времени обе области развивались независимо. В северо-восточных частях Чешского массива происходили позднекаледонские складчатые движения, обусловившие отсутствие осадочных пород самых верхов силура и нижнего девона.

В Баррандовой области карбонатное осадконакопление продолжалось еще в среднем девоне. Оно продолжалось до тех пор, пока не стали очевидными первые признаки начавшегося варисцийского складкообразования. Начальный диабазовый вулканизм в среднем девоне по большей части отсутствовал; известны лишь единичные его проявления. В жи-

ветское время море определенно регрессировало из средней Чехии. На это указывают наиболее молодые регрессивные песчаные осадки верхнего живета. Эта площадь стала сушей и подверглась главной складчатости. Развитые здесь палеозойские комплексы были нарушены в наиболее раннюю фазу варисцийской складчатости, т. е. в бретонскую фазу.

Во внутренней части Чешского массива верхний девон и фация кульма отсутствуют.

Наоборот, в другой важнейшей области развития девона Чешского массива, в Моравии, самые первые движения позднекаледонской фазы знаменовали собой переломный момент, приведший к образованию девонского бассейна осадконакопления.

В Моравии девон выходит на поверхность в нескольких районах, в настоящее время изолированных друг от друга (I. Chlupáč, 1959). Девонские породы распространены главным образом в северной Моравии, где в горах Высокий Есеник (в так называемой зоне Врбно) они образуют эпизонально метаморфизованный пояс, а далее к востоку, в так называемой Штернберк-Бенешовской зоне, — несколько выходов «клиппового» типа. Вторая и наиболее важная площадь развития девонских пород — Моравский Карст, севернее Брно, где неметаморфизованный девон залегает на гранитоидном массиве Брно и подстилает породы кульма. Другие более мелкие выходы девонских пород обнаружены в пределах слабо метаморфизованной тектонической единицы внутренних филлитов (Тишновская площадь) на западном и северном краях гранитоидного массива Брно, на Драганской возвышенности, в зоне, протягивающейся северо-западнее Конице (между Есенице и Младечем), у Стинавы, западнее Простеёва, в окрестностях Оломоуца (Челеховице и другие места) близ Пршерова и на границе Чешского массива и Карпатской системы близ Границе.

В противоположность девону средней Чехии девон Моравии относится к рейнским фациям. В девоне Моравии можно выделить геосинклинальную драганскую фацию, преимущественно мелководную кордильерную фацию (фацию Моравского карста) и переходную фацию. Драганская фация, которая распространена в северной Моравии и местами на Драганской возвышенности, в некоторых местах начинается с трансгрессивно залегающих отложений нижнего девона (с кварцитами в основании); в верхних частях преобладают сланцы с вулканическими диабазовыми комплексами, а в самых верхних — имеются также довольно обильные известняки. Разрез обычно заканчивается сланцами с радиоляритовыми лидитами; в других случаях (например, в зоне Врбно) развит комплекс песчано-сланцевых пород Андельска-Гора от

верхнедевонского до нижнекарбонового возраста. В фации Моравского Карста, особенно распространенной на площадях, расположенных далее к югу и в центральной Моравии близ Оломоуца, Младеча, Пршерова и Границе, девон характеризуется трансгрессией в течение живетского времени и развитием мощного известнякового комплекса, возраст которого определяется как живетский — верхнедевонский. Девон переходной фации, установленной в настоящее время лишь в одном месте, на Драганской возвышенности (Лудмиров), объединяет особенности обеих упомянутых выше фаций. Так, трансгрессия началась в самом конце раннего девона, а в эйфеле произошло образование сланцев. Вместе с тем диабазы здесь отсутствуют, а известняки, имеющие большую мощность, отлагались с живета до верхнего девона. Разрез снова заканчивается сланцами и радиоляритовыми лидитами.

Девонские отложения Моравии сильно тектонически нарушены, а в некоторых зонах (внутренние филлиты в горах Высокий Есеник) даже регионально метаморфизованы. Согласно точке зрения, господствовавшей до настоящего времени, главной фазой складчатости в девоне была бретонская фаза варисцийского орогенеза. Что же касается девона Моравского Карста и зоны Врбно, то здесь, как полагает Р. Кеттнер, также можно говорить о бретонской покровной структуре, обладающей вергенцией к востоку. Однако недавно близ Границе были установлены кульмские породы, залегающие согласно и без каких-либо признаков перерыва в аккумуляции на девонских отложениях. Как показали данные новых исследований, подобные геологические условия наблюдаются также на площади Моравского Карста. Наоборот, в горах Высокий Есеник складчатость, затронувшая девонские отложения, предшествовала, по-видимому, кульмскому осадконакоплению.

Суммируя, можно сказать, что в девоне Моравии метаморфизм и кинетическое влияние понижаются в направлении с запада на восток в соответствии с ослабевающими тектоническими деформациями, которые были наиболее интенсивными на западном краю Мораво-Силезской зоны. По крайней мере в зонах, расположенных дальше к востоку (Границе, Оломоуцкий район и другие), главная складчатость девона относится к посткульмскому времени, вероятно к астурийской фазе варисцийского орогенеза. Во время этой фазы девонские породы вместе с покрывающим их кульмом были смяты в сложные, часто изоклинальные складки; в этом процессе важную роль играло образование дисгармоничной складчатости, и более жесткие девонские породы были частично перемещены в виде клиппов в пределы толщи кульма.

Хотя вопрос о значении бретонской фазы не может считаться окончательно решенным, следует подчеркнуть, что

фации нижнего карбона заметно отличаются от девонских фаций.

В нижнем карбоне, для которого в Моравии характерна фация кульма, привнос терригенного материала, образовавшегося в результате разрушения гранитов и метаморфических пород, играл более важную роль. Чередование граувакковых (граувакки Бенешова, Градека и другие подобные им породы) и глинисто-сланцевых комплексов (сланцы Моравице, биловецкие породы) указывает на периодические изменения интенсивности эпейрогенических движений, которые влияли на привнос материала в бассейн осадконакопления.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ЧЕШСКОГО МАССИВА

О. Кодым (ст.)

Варисцийские тектонические движения периодически возобновлялись в течение всего позднего палеозоя; в пермокарбоновых бассейнах осадконакопления обнаружена самая тесная зависимость от варисцийского тектогенеза. Так как эти орогенические движения различались по времени их проявления, масштабам и интенсивности, палеозойская область осадконакопления оказалась разделенной на более мелкие и более крупные бассейны, характеризующиеся своими особенностями и временем начала и конца осадконакопления. Эти бассейны лучше всего классифицировать по времени их возникновения, т. е. по отдельным варисцийским фазам, которые обусловили их образование. Так, на территории Чехословакии выделяются следующие бассейны:

Нижнекарбоновые морские

Верхне-Силезский паралический (намюр — вестфал)

Нижне-Силезский лимнический (намюр — нижний триас)

Рудногорские (низы вестфала и нижний красный лежень)

Бассейны средней Чехии (от верхнего вестфала до среднего красного лежня)

Пермские, в которых осадконакопление местами началось в верхнестефанское время

Каждая из этих групп бассейнов характеризуется специфическим палеогеографическим и тектоническим развитием.

Нижнекарбоновые морские бассейны

Морские отложения нижнего карбона представлены только в Мораво-Силезской зоне, в районах Драганской возвышен-

ности (Драганское плато), Низкого Есеника и Одерских гор. Они протягиваются за государственную границу по краю Чешского массива через Силезию в Саксонию. Нижнекарбоновый (кульмский) бассейн осадконакопления образовался на краю Чешского массива и не достиг его центральной части. Он имел еще геосинклинальную природу, а седиментация носила флишевый характер, что обусловило многократное чередование пелитового, псаммитового и псефитового (сланцы, граувакки, конгломераты) кластического материала, привносимого главным образом из центральных частей массива. Пространственное распределение фаций кульма по периферии Чешского массива служит доказательством того, что в течение нижнего карбона этот массив как целое претерпевал поднятие независимо от более ранних структур и что по краям одновременно происходило опускание.

Кульмское осадконакопление флишевого характера связано с бретонской фазой тектогенеза. Если принять во внимание размер нижнекарбонового бассейна и докарбоновую гетерогенную структуру Чешского массива, можно считать естественным, что стратиграфическое и фациальное развитие кульма не во всех местах одинаково. Изучение стратиграфии кульма еще не закончено, и на своем пути оно встречает многочисленные трудности.

Нижнекарбоновая седиментация в некоторых местах непосредственно связана с девонской. Изменения карбонатных фаций на кульмские не были ни одновременными во всем бассейне, ни строго приуроченными к хронологической границе между девоном и карбоном. Нижние горизонты карбона найдены в районе Границе и южнее Брно в фациях карбоновых известняков (V. Zukalová, 1958, J. Dvořák, I. Chlupáč, J. Svoboda, 1958). Подобную картину можно наблюдать также в районе Кракова; по-видимому, она характерна для юго-восточного края нижнекарбонового бассейна осадконакопления. В противоположность этому на северо-западном краю бассейна, в горах Есеник, кульмские фации начинаются уже в верхнем девоне (порода Андельска-Гора).

Породы турнейского яруса развиты только в некоторых местах, там, где ранее отлагался девон. Иногда турне отсутствует, а иногда можно наблюдать перерыв в осадконакоплении между нижним турне и визе. Визейские отложения, по-видимому, залегают трансгрессивно на всем протяжении кульмского бассейна осадконакопления. Стратиграфический перерыв между нижним турне и визе может соответствовать бретонской фазе. Неодновременное начало образования кульмских фаций на рубеже девона и нижнего карбона, свидетельствующее о начале бретонских движений, неодинаковый диапазон стратиграфического перерыва между турне и

визе, указывающий на продолжительность бретонского тектогенеза, так же как неодинаковый возврат основания нового визейского кульмского цикла, позволяют сделать вывод, согласно которому бретонские движения распространялись от центральной части Чешского массива к юго-востоку; во внутренние области нижнекарбонового бассейна осадконакопления. Им соответствовало перемещение кульмского седиментационного бассейна, в котором к юго-востоку распространяются стратиграфически все более и более молодые отложения. Примером могут служить горы Есеник, где на западе развиты граувакки Горни Бенешов, а на востоке — градекские породы, залегающие после бретонского перерыва.

В нижнем карбоне Чешского массива выделены два кульмских комплекса. Породы первого, более раннего, турнейского, в своей большей части образовались в результате продолжающегося накопления карбонатных осадков, происходившего в девоне. Для этого комплекса характерны признаки регрессии, наступившей перед бретонской фазой. Породы второго, визейского комплекса, сформировавшегося после бретонской фазы, несут на себе черты диастрофических осадков, отложившихся в парагеосинклинальной депрессии, которая образовалась в это время вдоль края варисцид Чешского массива. Этот визейский цикл трансгрессивно развивался вплоть до Западных Судет, например на площади Совьих гор и внутренней Судетской депрессии. Мы можем предполагать аналогичные условия образования пород, развитых в Саксоно-Тюрингенской области.

К более раннему циклу осадконакопления относятся породы Андельска-Гора частично верхнедевонского возраста, неточно ограниченная узкая полоса кульмских пород, протягивающаяся по западной границе района Драгани, на контакте с девоном, и нижнетурнейские породы, развитые близ Границе, возраст которых недавно был установлен палеонтологически (I. Chlupáč, 1956). Не исключено, что осадки кульмских фаций (без окаменелостей), которые трансгрессивно залегают на докембрийских (протерозойских) кристаллических сланцах близ Забржега (Мировская синклиналь), также имеют турнейский возраст. Возможно, однако, что вышеупомянутые толщи относятся к девону (об этом свидетельствуют, по-видимому, некоторые тектонические признаки).

Согласно этой интерпретации более ранний кульмский комплекс подвергся воздействию бретонской складчатости. Его структура соответствует структуре смежного девона. Структура района Андельска-Гора в горах Есеник обладает западной вергенцией (Р. Кеттнер).

Кульмские породы второго цикла осадконакопления, развитые северо-восточнее сброса Бушин [севернее реки Морава

(в районе Ганска) в горах Есеник и в районе вершины Одерске], также сильно смяты, но здесь наблюдается уже восточно-юго-восточная вергенция. Они смяты согласно с верхнекарбоновыми породами Остравского бассейна, т. е. исключительно в астурийскую фазу тектогенеза. Визейские отложения Драганской возвышенности собраны в пологие складки. Малая степень деформации (астурийского возраста) на этой площади обусловлена более высокой консолидацией основания, которое представляет собой додевонский, возможно ассинтский, гранитоидный массив Брно.

Верхне-Силезский паралический бассейн

В пределах Чехословакии этот бассейн занимает окрестности Остравы и известен как Остравский или Острава-Карвинский бассейн. Он включает намюрские и вестфальские породы.

Осадконакопление в Остравском бассейне постепенно и согласно связано с визейским циклом седиментации. В первоначально обширном визейском бассейне осадконакопления сказались отголоски судетской фазы тектогенеза: это особенно очевидно по асимметричному поднятию дна бассейна. Западная часть кульмского бассейна осадконакопления была приподнята в большей степени и стала сушей. В восточной части бассейна, первоначально имевшего большую протяженность, осадконакопление продолжалось только в Верхне-Силезской депрессии, в которой прибрежная полоса периодически затоплялась морем. Благодаря этому в лимнических отложениях возникли многочисленные морские пропластки (так называемые морские горизонты).

В начале намюра морской бассейн подвергся опреснению. В это время, в результате переотложения более ранних (нижнекарбоновых) пород, образовались пустые солоноватые отложения. Дальнейшее намюрское осадконакопление привело к образованию угленосных пород. Автохтонные угольные пласты вместе с континентальными песчаниками и глинистыми сланцами чередуются с породами морского происхождения. На границе намюра и вестфала морское осадконакопление в бассейне окончательно прекратилось. В это время здесь были отложены более грубые осадки (конгломераты, аркозы, например в зоне «угольных пластов седла»).

Новое поднятие бассейна между намюром и вестфалом, так же как и изменения в литологическом составе осадков, представляет, вероятно, отражение рудногорской фазы тектогенеза. Развитие бассейна заканчивается перерывом в осадконакоплении в верхневестфальское время, в начале астурийской

фазы. Стефанские и пермские отложения в Остравском бассейне в пределах Чехословакии не обнаружены, но распространены в Польше.

Для астурийской фазы особенно характерны тангенциальные деформации. Интенсивность складкообразования отчетливо понижается с запада на восток. На западе, на площади, примыкающей к кульму, наблюдается интенсивная складчатость, тогда как некоторые участки на востоке остались почти несмятыми. Главные структурные линии Острава-Карвинского бассейна представлены антиклинальными зонами Михалковице и Орлова (простирающимися в общем на северо-северо-восток и проявляющими вергенцию к востоку), которые делят Острава-Карвинский бассейн на три частные синклинали: на западе — Остравскую, а на востоке — Петршвальд и Карвина. В Остравской синклинали многочисленны складки и взбросы; для Петршвальдской и особенно Карвинской синклиналей характерно пологое залегание слоев.

На дальнейшее развитие Острава-Карвинского бассейна оказывало влияние развитие Карпат. Бассейн стал форландом Карпатской флишевой геосинклинали; в течение миоцена он был постепенно затопляем морем развивающегося Карпатского передового прогиба. Нормальные сбросы, нарушающие миоценовые осадочные породы, ограничивают некоторые глубокие депрессии карбонового основания, заполненные неогеновыми отложениями (так называемые промоины). Простирание этих нарушений большей частью меридиональное или широтное. Предполагается, что меридиональные сбросы более молодые.

Намюрские и вестфальские осадочные породы Остравского бассейна можно считать молассами.

Нижне-Силезский бассейн

Нижне-Силезский, или Жацлерж-Валбжихский, бассейн, т. е. внутренняя Судетская депрессия, представляет собой опущенную площадь, расположенную между Крконошскими, Орлицкими и Совьими горами в Силезии и ограниченную на юго-западе сбросом Гронов-Поржичи. Одна часть бассейна лежит в Чехии, другая — в Силезии. По своему геологическому развитию он отличается от всех других верхнепалеозойских бассейнов Чешского массива. В его субстрате залегают западно-судетские кристаллические сланцы, а в предгорьях Совьих гор в Силезии — верхневизейские породы.

Жацлерж-Валбжихский бассейн особенно важен для познания геологического развития Чешского массива в варисцийское время, так как осадконакопление продолжалось

здесь до раннего триаса и все более молодые варисцийские фазы отмечены в его пределах стратиграфическими перерывами и несогласиями. Он сформировался в северо-восточной части Чешского массива, на продолжении синклинория Баррандовой области. (Можно предположить существование генетической зависимости между синклинорным опусканием Баррандовой области и происхождением депрессионного бассейна внутренних Судет.) Ни один стратиграфический член бассейна, включая кульм, не был сильно смят; это доказывает значительную консолидацию основания. Интересен также тот факт, что под влиянием молодых варисцийских фаз происходило перемещение бассейна осадконакопления и изменение главных направлений переноса кластического материала. В отличие от Верхне-Силезского бассейна между визейскими морскими отложениями и наиболее ранними лимническими осадками намюра наблюдается перерыв и несогласие.

Осадконакопление в бассейне началось в нижнем намюре отложением валбжихских (вальденбургских) и белокаменских (вайсенштайнских) пород. В Чехословакии их нет, во всяком случае они здесь не выходят на поверхность. Намюрские отложения отделяются от вестфальских (жацлержские породы) несогласием, соответствующим рудногорской фазе тектогенеза, во время которой форма бассейна изменилась. В пределах Чехословакии вестфальские отложения трансгрессивно залегают на кристаллических сланцах; процесс накопления осадков перемещался на юго-запад. Привнос кластического материала происходил главным образом с северо-запада. Были отложены аркозы, песчаники, конгломераты и сланцы с угольными пластами, образование которых связано преимущественно с речной дельтой у Жацлержа. Вестфальское осадконакопление постепенно распространялось на юго-восток. Стефанские отложения были отделены от вестфальских стратиграфическим перерывом и угловым несогласием, соответствующим астурийской фазе; они представлены песчаниками и песчано-глинистыми сланцами преимущественно красного цвета (в противоположность серым вестфальским породам) и базальными конгломератами. В юго-западной части Нижне-Силезского бассейна, у сброса Гронов-Поржичи, стефанские отложения фациально разделяются на нижний сватонёвицкий угленосный комплекс, мощный слой жалтманских аркозов и верхнюю угленосную радваницкую зону. Жалтманские аркозы образуют грубозернистый обломочный конус выноса, выклинивающийся к центру бассейна и к северо-западу и юго-востоку. Этот конус выноса свидетельствует о том, что под влиянием астурийской фазы происходило изменение формы бассейна, направления перемещения кластического материала и рельефа местности, окружающей

бассейн. Пермский цикл осадконакопления начинается образованием базальных конгломератов, имеющих не очень большую мощность, отложение которых происходит после короткого стратиграфического перерыва, не сопровождавшегося угловым несогласием. Лимнические осадки нижнего и среднего красного лежня наводят на мысль о поразительной пенепленизации окружающей бассейн площади и об аридном климате. Заальская фаза горообразования вызвала заметное дальнейшее развитие бассейна. Бассейн снова изменил свою форму и переместился к юго-востоку, так что саксонские отложения трансгрессивно залегают даже на кристаллических сланцах Орлицких гор. Между средним и верхним красным лежнем можно наблюдать стратиграфический перерыв и угловое несогласие. Наличие грубого кластического материала (брекчий и конгломератов) наводит на мысль о заальском омоложении рельефа и о новых путях снабжения материалом, перемещаемым с юго-востока. Отношение цехштейна к верхнему красному лежню еще не выяснено.

Осадконакопление во внутренней Судетской депрессии возобновилось на некоторое время в раннем триасе. Лимнические пестроцветные песчаники и конгломераты несогласно залегают на пермских отложениях.

Верхнекарбоновые и пермские отложения могут считаться внутренними варисцийскими молассами. Осадконакопление, происходившее во внутренней Судетской депрессии в раннем триасе, имеет подобную же природу.

Позднепалеозойское осадконакопление во внутренней Судетской депрессии сопровождалось поверхностной и гипабиссальной вулканической деятельностью, которую лучше всего определить как конечный варисцийский вулканизм. Большая часть вулканогенных пород — порфиры, мелафиры и туфы — имеет нижнепермский возраст, несмотря на то что первые эффузии относятся еще к верхневестфальскому и нижнестефанскому времени. Верхнекарбоновая и пермская структуры бассейноподобны. Простирание оси северо-западное. Вестфальские отложения смяты в брахисинклинали и брахиантиклинали со средними углами падения пластов. Начиная со стефанских отложений породы характеризуются более простым залеганием и имеют падение к центру бассейна. Породы ранних стадий падают круче более молодых, которые, особенно в центре бассейна, залегают почти горизонтально. Ось бассейна перемещалась в течение отдельных фаз тектогенеза и в отдельные стадии находилась в различных местах. Сброс Гронов-Поржичи судетского (северо-западного) простирания представляет собой главную дислокацию во внутренней Судетской депрессии. Заключительные движения по этому нарушению происходили в послемеловое время и имели

взбросовый характер; отложения карбона были надвинуты в юго-западном направлении на меловые породы. Однако это нарушение было заложено еще во время позднекаледонского складкообразования и подновлялось несколько раз. Оно имело большое значение во время позднекарбонового осадконакопления, так как отделяло внутреннюю Судетскую депрессию от пермо-карбонового бассейна осадконакопления, расположенного у подножия Крконошских гор, характеризующегося другим стратиграфическим и палеогеографическим развитием вплоть до конца стефанского времени. Кроме того, бассейн был нарушен поперечными сбросами.

Бассейны Рудных гор

Небольшие бассейны, относящиеся к группе Саксонских верхнепалеозойских бассейнов, распространяются на территорию Чехии с севера. Особенно следует отметить небольшой Брандовский бассейн и незначительные остатки вестфальских осадочных пород, подстилающих теплицкие порфиры. Породы обоих бассейнов залегают на кристаллических сланцах Рудных гор.

В основании Брандовского бассейна залегают нижневестфальские породы, имеющие не очень большую мощность и содержащие конгломераты, аркозы, глинистые сланцы и небольшие линзы антрацита. Они залегают согласно форме бассейна и имеют пологое падение. После довольно длительного перерыва в осадконакоплении вестфальские осадочные породы были перекрыты нижнепермскими.

Эффузивные теплицкие порфиры подстилаются нижневестфальскими породами, имеющими очень малую мощность и пологое падение; они перекрывают кристаллические сланцы.

Оба эти небольших бассейна имеют большое значение для выяснения геологического развития данной площади. Они позволяют сделать предположение о малом масштабе тектонических деформаций, которые охватили район после рудногорской фазы, и об интенсивном процессе денудации в начале вестфаля. Во время трансгрессии вестфальского озера рельеф был уже довольно сглаженным. Изучение этих бассейнов позволило также установить, что теплицкие порфиры могут иметь верхневестфальский, а некоторые рудногорские граниты — астурийский возраст.

Бассейны средней Чехии

Пермо-карбоновые осадочные породы Кладно-Раковникского, Пльзеньского, Радницкого, Манетинского, Мирошов-

ского и других небольших бассейнов представляют лишь останцы, сохранившиеся от денудации. В некоторых местах бассейны их осадконакопления ранее частично соединялись. Пермо-карбон повсюду залегает с ясно выраженным несогласием на раннем палеозое Баррандовой площади или на докембрии и гранитоидных плутонах.

В начале осадконакопления рельеф дна бассейна был довольно ровным и пенепленизированным, а площадь, окружающая бассейн, была сильно денудирована. Пермо-карбоновые осадочные породы имеют характер варисцийских внутренних молосс.

Молассовое осадконакопление началось после рудногорской фазы тектогенеза, в вестфальское время. Подобно тому как нижняя пермь отделяется от стефанских отложений, последние отделены от вестфальских пород слабо выраженным стратиграфическим перерывом без углового несогласия. В этом, состоящем из трех частей разрезе одновременные с его накоплением процессы тектогенеза не оставили следов, за исключением некоторых сбросов, возникших в процессе осадконакопления. Мощность пермо-карбоновых пород достигает 1400 *м*. Можно, следовательно, предположить, что дно бассейна опускалось одновременно с отложением осадков. Базальные пласты вестфальского яруса (нижние серые слои) имеют различный возраст. Они постепенно заполнили депрессии, образование которых было частично связано с рудногорской фазой, сбросовая тектоника которой влияла на пенепленизированный рельеф. Вскоре после формирования этих отдельных мелких бассейнов образовались наиболее ранние автохтонные угольные линзы, имеющие беспорядочное площадное распространение. Среди верхневестфальских пород преобладают аркозы и аркозовые конгломераты, которые в основном представляют продукты дезинтеграции гранитов. Седиментация больсонового характера чередовалась с образованием зон угольных линз. Нижний отдел стефанского яруса (нижние красные слои) представлен преимущественно также псаммитово-псефитовыми аркозовыми породами; большей частью они имеют красную окраску, малую мощность и очень бедны флорой. Больсоновый характер седиментации не изменился. Верхний отдел стефанского яруса (верхние серые слои) содержит большее количество пелитового кластического материала. В нем наблюдается более правильное напластование, которое наводит на мысль о довольно большом распространении субаквальных осадков, частичном отступлении режима седиментации больсонового типа и большем выравнивании рельефа в окружении бассейнов. В зоне развития угольных линз ниже кровли стефанских отложений на-

пластование еще более правильное. Нижний красный лежень (верхние красные слои) отделяется от стефанского яруса не очень большим стратиграфическим перерывом. Он сложен песчаниками субаквального происхождения, алевритовыми песчаниками и аргиллитами с прослоями слюдистых аргиллитов и конгломератов. Образование этих пластов ограничивается низами перми и имеет небольшое значение. Характер осадконакопления указывает на сильную пенепленизацию окружающей площади, на аридный климат и довольно обширное и непрерывное протяжение бассейна. Отложения саксонского яруса здесь не развиты. На площади бассейна средней Чехии результаты воздействия варисцийской заальской тектоники можно лишь с трудом отличить от проявлений более молодых саксонских движений.

Перемещение бассейнов осадконакопления вследствие диастрофических движений относится к важной палеогеографической особенности пермо-карбоновых бассейнов средней Чехии. Более ранние вестфальские и стефанские формации накапливались на юго-востоке, в то время как пермские особенно развиты на северо-западе, у подножия древнего ассинтского хребта (плосковершинный хребет) антиклинория Тепла. Это перемещение происходило вследствие поднятия Молданубского массива и смежных площадей Баррандовой области, которое началось еще в верхнем карбоне. То обстоятельство, что кластический материал сначала (в течение карбона) поступал с юго-востока, а затем (в течение перми) в довольно большой степени — с северо-запада, также связано с этими тектоническими движениями. Естественно, что изменение формы бассейнов влекло за собой дезинтеграцию и снос материала более ранних стадий и переотложение этого материала в процессе осадконакопления в виде стратиграфически более молодых пород.

Форма пермского бассейна осадконакопления будет детально рассмотрена ниже.

Пермо-карбоновый вулканизм в бассейнах средней Чехии был весьма слабым (спорадически встречающиеся порфириты в вестфальском ярусе Раковникского бассейна). Тем не менее туфогенный порфировый материал неизвестного происхождения довольно широко распространен в отложениях карбона, особенно в вестфальских осадочных породах.

Пермо-карбоновые породы имеют пологое до очень пологого падение на северо-запад, хотя в некоторых местах залегание повторяет форму бассейна, иногда с мелкими синклиналями, чередующимися с пологими антиклиналями. Мы имеем здесь дело с первичным падением, следующим наклону дна бассейна и подчеркнутым тектонически. Отложения пермо-карбона средней Чехии нарушены многочисленными

радиальными сбросами, вертикальные перемещения по которым составляют сотни метров. Простирание этих сбросов изменчиво, а заложены они были в различные интервалы времени. Небольшое значение имеют редко встречающиеся послемеловые саксонские дислокации. Сбросы рудногорской или судетской фаз образовались до начала осадконакопления; они влияли на морфологию дна бассейна. В грабенах, которые возникли перед вестфальской седиментацией, были наиболее благоприятные условия для образования угольных пластов (так называемые желобы). Сбросы, образовавшиеся в этот доседиментационный интервал, имеют приблизительно меридиональное простирание. Система более молодых сбросов, почти перпендикулярных к простиранию угленосных прогибов, образовалась в астурийскую или заальскую фазу. Сбросы имеют стефанский, а частично более молодой возраст и иногда образуют горсты и грабены.

Стефанские и пермские бассейны

Наиболее молодая группа пермо-карбоновых бассейнов образовалась после астурийской фазы. Эти бассейны располагаются в пределах довольно хорошо консолидированных площадей Чешского массива. В то время как астурийский горообразующий стресс вызвал складчатые деформации в слабо консолидированных варисцийских зонах (например, в кульме и верхнем карбоне Мораво-Силезской зоны), в центральной зоне Чешского массива астурийская фаза дала начало радиальным нарушениям, сбросовым зонам и грабенам. Одновременно продолжалось поднятие южной, особенно молданубской, части Чешского массива. В результате обеих деформаций образовались тектонические депрессии, которые развились в бассейны осадконакопления в течение верхнестефанского времени или нижнего и среднего красного лежня. На накопление осадков в этих бассейнах повлияли также заальские движения, которым был обязан перерыв в отложении в ранней перми и трансгрессивный характер саксонских (верхний красный лежень) отложений.

К группе этих наиболее молодых бассейнов относятся Босковицкий и Бланицкий грабены, пермо-карбоновые породы предгорий Крконошских гор, довольно обширные пермские отложения, подстилающие мел, а также распространенные в других местах в центральной части Чешского массива.

В процессе астурийских движений в тех частях Чешского массива, которые были консолидированы в бретонскую фазу, образовались зоны дислокаций северо-северо-восточного простирания. Некоторые из них проявляются сейчас лишь в виде

зон милонитов в кристаллических сланцах. Две из этих сбросовых зон имеют характер грабенов (Босковицкий и Бланицкий).

Босковицкий грабен протягивается вдоль восточной части Молданубского массива, между плутоном Брно и Моравской зоной; он проникает в область Западно-Судетских гор, изгибается, меняя простирание на меридиональное, и оканчивается под меловыми отложениями в предгорьях Орлицких гор. Процесс осадконакопления начался здесь в верхнестефанское время у южной оконечности грабена, в угольном бассейне Ославани. Стефанские отложения представлены грубыми конгломератами на обоих уступах грабена; в центре бассейна получают развитие угольные пласты. На дальнейшее развитие грабена повлиял подъем южной части Чешского массива. В начале перми седиментация распространилась к северу и грабен соединился с пермо-карбоновыми отложениями подножия Крконошских гор. Одновременно изменилось направление стока и переноса кластического материала. В стефанское время Босковицкий грабен дренировался в южном направлении, перенос в течение перми происходил в северном.

Бланицкий грабен развивался так же, как Босковицкий. Здесь в некоторых местах накопление осадков также началось в стефанское время. В течение ранней перми седиментация распространилась на весь грабен и на севере он соединился с бассейном предгорьев Крконошских гор. Отложение углей было локальным и происходило частично в верхнестефанское время, частично в ранней перми. Различие между обоими грабенами заключается главным образом в том, что в самой южной части Бланицкого грабена в основании залегают пермские, а не стефанские породы. Поэтому нельзя предполагать, что происходило изменение направления потоков. Кроме того, различной была скорость денудации. Разрез пермских осадочных пород Босковицкого грабена непрерывен, и вплоть до настоящего времени они залегают в депрессиях. На некоторых участках Босковицкого грабена неровности рельефа, образовавшиеся в астурийское время, остались невыровненными или были заново образованы в результате более поздней эрозии осадочных пород. Наоборот, Бланицкий грабен, лежащий в области довольно интенсивных движений, вызванных поднятием Чешского массива, был сильно затронут денудацией; пермо-карбоновые породы сохранились в Бланицком грабене только в виде изолированных денудационных останцов.

Пермо-карбоновые породы подножий Крконошских гор граничат с Жацлерж-Валбжихским бассейном и отделяются от него сбросом Гронов-Поржичи. Однако до стефанского

времени развитие того и другого бассейна шло совершенно различными путями. Базальные конгломераты с локальными мелкими угольными слоями имеют стефанский возраст. Они сменяются нормальными нижнепермскими осадочными породами, содержащими мелкие угольные пласты, с которыми ассоциируются продукты эффузивной и гипабиссальной вулканической деятельности (мелафиры и порфиры).

Лимнический бассейн осадконакопления Чешского массива достиг наибольшего размера в ранней перми. Центральная его часть представляла собой обширную область, в настоящее время почти полностью скрытую под меловой плитой северной Чехии, совпадавшую с Лабской линией, т. е. с мелкой и широкой депрессией — синеклизой, которая приобрела отчетливое выражение в мезозое. Наряду с другими районами эта область накопления включала бассейн предгорьев Рудных гор и была связана с внутренней Судетской депрессией. На юге этот лимнический бассейн сливался с Босковицким и Бланицким грабенами, на юго-западе он соединился с Гладно-Раковникским бассейном и с другими пермскими бассейнами средней Чехии. На западе этот бассейн мог быть связан с пермскими отложениями Саксонии в долине Эльбы близ Дрездена. В целом рассматриваемый лимнический бассейн осадконакопления протягивался в виде дуги вдоль границ поднимающегося массива южной Чехии, в пределы которого он проникал главным образом через впадины двух грабенов.

Охвативший обширные области и в общем однообразный раннепермский процесс осадконакопления был прерван движениями заальской фазы. После изменения рельефа, вызванного заальскими тектоническими движениями, накопление осадков началось снова, но лишь в некоторых местах: во внутренней Судетской депрессии и в смежных районах развития пермо-карбоновых отложений предгорьев Крконошских гор, у подножия Орлицких гор, на восточной границе Бланицкого грабена (пермо-карбоновые породы Чешски Брод) и, возможно, даже в некоторых местах на восточной границе Босковицкого грабена. Отложения верхнего красного лежня повсюду имеют трансгрессивный характер и, являясь по большей части грубокластическими (с брекчиями), наводят на мысль об основательном изменении окружающего рельефа. Направление переноса материала, который первоначально приносился с востока, изменилось.

Заальская фаза носила ярко выраженный постумный характер. Ее следы сохранились в виде сбросов, сосредоточенных в более ранних астурийских зонах нарушения, т. е. в грабенах. Босковицкий и Бланицкий грабены также подверглись продольным дислокациям. Контакт дозаальских осадочных пород с подстилающими кристаллическими сланцами в этих

грабенах в большинстве случаев трансгрессивный на западе и тектонический на востоке. У основания восточных приподнятых краев, на ограниченных площадях были отложены саксонские осадки.

Заальский процесс тектогенеза выразился также в слабом метаморфизме[1] пород. Угли Росице-Ославанского бассейна в южной части Босковицкого грабена разрушены и превращены в угольную пыль. В южной части Бланицкого грабена (пермские породы Чешске-Будеёвице) уголь даже превращен в антрацит.

К заальской фазе, несомненно, относится также большая часть домеловых и постседиментационных дислокаций в бассейнах средней Чехии. Заальский тектогенез лучше всего интерпретировать как последствие поднятия южной части Чешского массива. Давление, развивавшееся в поднятой массе, частично разрешилось образованием заальских сбросов. Между поверхностным вулканизмом во внутренней Судетской депрессии, так же как в пермо-карбоне предгорьев Крконошских гор, и поднятием Чешского массива перед заальским орогенезом тоже может существовать генетическая связь.

---

[1] В подлиннике, вероятно, опечатка — слабых деформациях. — *Прим. ред.*

ПЛАТФОРМЕННАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ЧЕШСКОГО МАССИВА

О. Кодым (ст.)

РАЗВИТИЕ ЧЕШСКОГО МАССИВА В МЕЗОЗОЕ

Последние фазы варисцийского тектогенеза проявились вным образом в образовании радиальных дислокаций. консолидированной части Чешского массива астурийская а выразилась только в образовании грабенов — «борозд», олненных стефанскими и нижнепермскими осадками. Лораво-Силезской и Саксоно-Тюрингенской областях астуский орогенез был, однако, еще интенсивным и связанным анитоидным магматизмом. Заальская фаза повсюду дала ало лишь радиальным разрывам, которые в центральной ти Чешского массива особенно интенсивно развились на щади астурийских «борозд» (грабенов). Быстро прогрессующая денудация варисцийских горных областей, аккумуия выветрелых пород в депрессиях, особенно в тех, которые ли предрасположены к этому вследствие особенностей текического строения, так же как и постепенное изменение мата, вели к постепенной пенепленизации Чешского масса, которая началась, однако, уже во время отложения кнего и среднего красного лежня. Заальское омоложение льефа было вскоре сбалансировано денудацией поднятий и дконакоплением в депрессиях. В то же время Чешский сив под влиянием изостазии постепенно стал приобретать олообразную форму. Все это привело к окончанию лимеского осадконакопления. Лишь во внутренней Судетской рессии в цехштейне еще продолжалось образование псамовых осадков в условиях аридного климата. Во время педических затоплений отлагались главным образом субальные осадки, и только местами в пустынной обстановке азовывались небольшие озера с отложением доломитовых естняков.

После короткого стратиграфического перерыва и слабого енения рельефа осадконакопление во внутренней Судетй депрессии также закончилось отложением конгломера- и песчаников лимнического происхождения. Образование х пород указывает на довольно быстрый перенос матела в бассейн осадконакопления. Кластический материал в льшей своей части представляет собой переотложенные

пермо-карбоновые породы. Они не содержат ископаемых остатков и относятся к нижнему триасу («пестрый песчаник»).

За исключением внутренней Судетской депрессии, где осадконакопление продолжалось вплоть до раннего триаса, в течение поздней перми, триаса и ранней юры Чешский массив был, вероятно, областью сноса. Орогенез в это время прекратился и происходило лишь умеренное поднятие Чешского массива в виде купола. Его пенепленизация быстро развивалась; формирующийся рельеф соответствовал сопротивлению отдельных горных пород процессу денудации. В связи с тем, что уклон русел водных потоков был минимальным, вертикальная эрозия должна была быть очень слабой. Вероятно, в это время в отдельных тектонических элементах массива в соответствии со структурой основания уже проявились различия в знаке и величине эпейрогенических движений. Южная часть Чехии, особенно Молданубский массив (Молданубикум), поднималась наиболее быстро. Движения вдоль древнего шва Чешского массива, между его ядром и областью каледонид в полосе линеамента Лабского разлома, имели скорее характер нормальных сбросов. Такая дифференциация Чешского массива отчетливо проявилась в течение мезозойских морских трансгрессий в юрское и верхнемеловое время (более подробно см. ниже: «Саксонская «складчатость» и связанный с ней вулканизм»).

Останцы юрских осадочных пород сохранились в виде мелких островков в пределах Чешского массива только в северной Чехии у Лаузицкого разрыва, где они выступили из-под меловых отложений на контакте с Лаузицким гранитным массивом, выдвинутым в третичное время. Полоса этих останцов юрских пород в том же тектоническом положении продолжается в пределы Саксонии. Юрские денудационные реликты сохранились также на девонских и кульмских отложениях близ Брно. Все эти мелкие выходы родственны по своему литофациальному развитию ископаемым остаткам и стратиграфическому положению. Основываясь на этом фактическом материале, можно предположить, что слагающие их породы образовались в одном бассейне осадконакопления, который имел характер эпиконтинентального моря. Юрские отложения Чешского массива представлены платформенными осадками, отложенными во вновь образованной депрессии в пределах Чешского массива, возникшей вдоль Лабской линии. Средняя и верхняя юра выражена здесь фациями известковых песчаников или аргиллитов, часто содержащих кремневые конкреции. Отсутствие псефитовых осадков служит указанием на далеко зашедшую пенепленизацию окружающей суши.

Юрское море Чешского массива образовало относительно узкий неглубокий пролив, связывающий Германское море с геосинклинальным Карпатским бассейном седиментации. На юго-восточном крае Чешского массива это море расширялось и образовало широкую эпиконтинентальную кайму Карпатской ортогеосинклинали. Оно распространилось вплоть до области, позже затронутой карпатским орогенезом (Павловские горы в южной Моравии).

После регрессии, которая произошла в титонское время, во всем Чешском массиве начался континентальный интервал, в течение которого продолжалась пенепленизация без горообразующих движений; этот интервал закончился трансгрессией в среднем мелу.

В отличие от юрских отложений, сохранившихся только в виде изолированных островков, меловые осадочные породы образуют сплошное покрытие, занимающее около одной четверти площади Чешского массива. Образование осадков происходило в двух отдельных и совершенно различных бассейнах. Первый из них, преимущественно морской и намного более обширный, образовался в северо-восточной части Чешского массива в течение сеномана. Осадконакопление в нем закончилось регрессией моря, которая произошла в коньякском веке. Денудационные останцы этого северочешского мела протягиваются от северной Чехии до западной Моравии по направлению к району Брно. Вторая площадь развития меловых осадочных пород охватывает часть бассейнов южной Чехии (Будеёвице и Тршебонь). Эти породы пресноводные и относятся преимущественно к сенону.

Трансгрессия, охватившая северную Чехию в меловое время, отражает альпийско-карпатские орогенические движения, которые вызвали опускание альпийского кратогенного форланда в пределах Чешского массива. Предсеноманский дряхлый рельеф был умеренно холмистым в основном вследствие характера коренных пород. Образование ровных депрессий между поднятиями кристаллических сланцев и уплотненных осадков было связано главным образом с пермо-карбоновыми осадочными породами. Следы глубокого домелового латеритового или каолинового выветривания, хорошая сортировка мелового кластического материала, преимущественно псаммитовый, а в некоторых местах пелитовый характер базальных меловых отложений, а также и рельеф поверхности трансгрессии подчеркивают эпиконтинентальный характер меловых осадочных пород Чехии. Меловые отложения северной Чехии — наиболее типично платформенные осадочные породы Чешского массива.

Трансгрессия моря в Чешском массиве шла с северо-востока, вероятнее всего, через внутреннюю Судетскую депрес-

сию и смежную площадь современных Орлицких гор. Трансгрессия охватила всю область каледонид и даже прилегающие части Чешского ядра, но не покрыла весь Чешский массив. Сушей остался в первую очередь Молданубский массив. На это указывает пресноводный характер осадков южной Чехии, залегающих в тектонических депрессиях непосредственно на кристаллических сланцах. Меловые отложения северной Чехии заполняют плоский бассейн длиной около 300 *км* и шириной почти 100 *км*, вытянутый вдоль Лабской линии. Этот бассейн стал более четко выраженным во время саксонской складчатости[1]. В районах, не затронутых каледонскими движениями, северочешские меловые отложения развивались только в их краевых частях.

Начало трансгрессии относится к сеноману. В некоторых местах на фундаменте залегают флювиальные и озерные пресноводные отложения (мощностью 30 *м* и более). По большей части они подстилают морские осадочные породы, хотя иногда представляют собой латеральные фации последних. Пресноводные сеноманские отложения достигают наибольшей мощности в местах ранее возникших депрессий, особенно там, где они залегают на породах пермо-карбона. Трансгрессия моря продолжалась в сеномане и туроне; отложения последнего получили большее развитие, чем пресноводные и морские осадки сеномана. Трансгрессия сменилась частичной регрессией, которая произошла в среднем туроне. Верхнетуронские породы вновь имеют трансгрессивный характер. В коньякское время бассейн осадконакопления сильно сузился, и в конце концов произошло окончательное отступание мелового моря.

Меловое осадконакопление сопровождалось диастрофическими движениями. Позднемеловая трансгрессия в Чешском массиве представляет собой отражение альпийского орогенеза и связана с опусканием бассейна реки Лабы. Об этом свидетельствует также изменение границ моря, указывающее на трансгрессии в сеномане и раннем и позднем туроне и регрессии в среднем туроне и раннем сеноне. В результате этих изменений менялась форма и протяженность позднемелового бассейна осадконакопления. Среднетуронская регрессия особенно затронула юго-западную и юго-восточную части мелового моря и проявилась в моравском разрезе меловых отложений, протягивающихся по направлению к Брно, в некоторых местах на площади третичного бассейна Моста и в его окрестностях и, возможно, в районе Праги. Позднетуронская трансгрессия затронула главным образом те части области,

---

[1] Это и другие проявления саксонской складчатости рассматриваются ниже в статье «Саксонская «складчатость» и связанный с ней вулканизм».

которые были затоплены раннетуронским морем; она распространилась вплоть до областей, впоследствии включенных в Карпатский флишевый краевой прогиб, т. е. до района Павловских гор. После регрессии на границе турона и сенона морской бассейн осадконакопления, возможно, сузился до центральной части мелового бассейна в районе Лабской линии.

Литологическое и фациальное развитие осадков, происхождение кластического материала и направление переноса также говорит за диастрофические движения во время позднемелового осадконакопления. Все меловые осадки имеют мелководный характер. Морские меловые отложения литологически представлены тремя фациями: песчаниками, песчанистыми мергелями (по-чешски опоки) и мергелистыми глинами до мергелей. В некоторых местах эти фации стратиграфически находятся одна над другой, но в горизонтальном направлении они приурочены к определенным областям. Фация песчаников принадлежит преимущественно к сеноману и среднему и верхнему турону и обрамляет в виде широкой полосы Лаузицкий гранитный массив и Крконошские горы, протягиваясь из Саксонии через северные окрестности Мельника, Йизерский бассейн и район Йичин до внутренней Судетской депрессии. Это свидетельствует о сносе кластического материала с континента, особенно из дезинтегрированных гранитоидных плутонов. Опоковая фация (песчанистые мергели) обычно развита в нижнетуронских отложениях, но, кроме того, она встречается также в среднем и верхнем туроне, особенно на левом берегу реки Лабы, в районе ядра Чешского массива. Она представлена автохтонным материалом и пелитово-псаммитовыми горными породами, образовавшимися в результате размыва осадочных пород или кристаллических сланцев. Фация мергелистых глин и мергелей наиболее распространена в средней части бассейна (на площади Градец-Кралова), и, кроме того, она преобладает в коньякском ярусе. В какой-то мере эта фация указывает на удаленность от континента; с другой стороны, она возникла после частичной регрессии в результате дезинтеграции и переотложения более ранних меловых осадочных пород, развитых в краевой части бассейна.

Переотложение более ранних меловых осадочных пород в последующие стадии доказывает, что диастрофические движения продолжались во время образования верхней части верхнемеловых отложений. С другой стороны, обращает на себя внимание монотонность каолиновых песчаников, мощность которых составляет несколько сот метров и которые не содержат прослоев неотсортированного псефитового материала. Материал песчаников мог образоваться в результате

дезинтеграции плутонов Западных Судет. Отсутствие достаточно крупных галек позволяет предполагать, что прилегающая страна имела сглаженный пенепленизированный рельеф. В то же время мощность и протяженность песчаников можно объяснить только тем, что прилегающий гранитный массив медленно поднимался в течение осадконакопления, тогда как каолиновое выветривание и перенос выветрелых пород в береговые части мелкого мелового моря продолжались весьма интенсивно.

Из этого следует, что тектоническая активность, обусловленная альпийскими тектогеническими движениями, дала начало не только ингрессии моря в середине мела в пределы Чешского массива. Она продолжалась и во время осадконакопления, вызвав регрессию в течение раннего сенона, и длилась затем до третичного времени. Саксонская складчатость в Чешском массиве началась, следовательно, еще в сеномане.

Меловые отложения северной Чехии представляют собой денудационный останец. По большей части они залегают горизонтально, образуя в целом плоскую синклиналь с осью судетского простирания, которая в то же время служит осью бассейна осадконакопления.

Меловые отложения нарушены серией саксонских сбросов преимущественно судетского простирания, но отчасти также рудногорского и рейнского (= йизерского). Близ саксонских сбросов, где слои поставлены местами вертикально или даже опрокинуты, и далее, в районе Орлицких гор, где образовались тектонические нарушения флексурного типа, они чаще всего имеют крутое падение. Однако в большинстве случаев трудно решить, является ли пологое падение первичным и обусловленным прежде всего формой дна бассейна, связано ли оно со вторичными деформациями или же оно первичное, но усилено последующими движениями. Наибольшей мощности, равной 700 *м*, меловые осадочные породы достигают в центре бассейна. Естественно, что до денудации меловые отложения были более широко распространены, чем в настоящее время. Меловое море не покрывало, однако, весь Чешский массив. Это особенно относится к южной и западной частям последнего.

Остатки меловых отложений в пределах Чешского массива сохранились также в бассейнах южной Чехии, а именно в Будеёвицах и Тршебоне. Их мощность здесь достигает приблизительно 200 *м*. Они представлены пресноводными гравийными отложениями, песками и глинами, до недавнего времени относившимися к олигоцену, который они подстилают. Их сенонский, вероятно среднесенонский, возраст был доказан главным образом на основании находок флоры (Ф. Немец, Б. Пацлтова).

Сенонские осадки южной Чехии также образовались под влиянием альпийской складчатости; их связь с Альпами и Западными Карпатами гораздо теснее, чем у меловых отложений северной Чехии. Бассейн осадконакопления был сформирован в тектонической депрессии грабеновой природы в середине Молданубского кристаллического массива. Этот бассейн был лишь немного больше современной площади распространения сенона, ибо эта площадь опустилась по сбросам в третичное время, что предохранило ее от денудации. Сенонские осадочные породы залегают горизонтально. Фациальное развитие свидетельствует об их образовании в мелководной озерной обстановке и сносе кластического материала с морфологически слабо выраженных берегов. При этом возникли гравийные отложения, пески и глины, залегающие в виде линз.

Меловое озеро южной Чехии дренировалось на юго-восток. Оно высохло между сеноном и палеогеном. Накопление лимнических осадков повторилось на границе олигоцена и миоцена. Меловые осадочные породы вместе с более молодыми, третичными были затронуты саксонскими радиальными разрывами, которые могли быть заложены еще до сеноманского осадконакопления.

РАЗВИТИЕ ЧЕШСКОГО МАССИВА В ТРЕТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Развитие Чешского массива в третичное время представляет собой продолжение платформенного развития в мезозое.

Все третичные бассейны осадконакопления развивались в тесной связи с изменениями рельефа Чешского массива, обусловленными саксонским тектоническим процессом; детальное описание последнего см. ниже: «Саксонская «складчатость» и связанный с ней вулканизм».

После регрессии эмшерского моря Чешский массив постоянно находился выше уровня океана. Исключение составляли области, примыкающие к только что сформировавшемуся Альпийско-Карпатскому орогену. В пределах массива, в депрессиях, обязанных саксонской складчатости, в третичное время развивались пресноводные бассейны осадконакопления. По восточной и юго-восточной периферии массива образовался Альпийско-Карпатский краевой прогиб; его миоценовые морские осадки в некоторых местах распространились дальше, в глубь внутренних областей Чешского массива. Эти породы сохранились в виде отдельных денудационных останцов и частично представляют собой выполнения древних морфологических депрессий, особенно древних речных долин и тектонических депрессий грабенового характера.

Одним из примеров служит саксонский грабен Ганской площади в Моравии, следующий судетскому простиранию древней зоны разрыва между Драганской и Есеникской площадями Мораво-Силезской зоны. Сюда относятся также неогеновые заливы южной Моравии, которые проникли из Карпатского краевого прогиба в окрестности Брно и Зноймо и были тесно связаны с собственно краевым прогибом. Денудационные останцы рассеяны до Тршебича. Миоценовая трансгрессия, которая следовала раннегерцинскому грабену Босковицкой борозды, захватила более внутренние части Чешского массива. Дальше всего море проникло в восточную Чехию, в районы Ческа-Тршебова и Усти-над-Орлице. Здесь в миоцене еще давали себя знать движения, начавшиеся в процессе формирования верхнемеловых или даже более ранних отложений в северных районах Чехии.

В пределах Чешского массива морские миоценовые осадки повсеместно отлагались в мелководной обстановке и представлены глинами, песками и реже конгломератами. Они трансгрессировали на пенепленизированную поверхность. Различная высота над уровнем моря, на которой в настоящее время залегают миоценовые осадочные породы, и особенно поверхность их трансгрессии представляют собой очень точное мерило неогеновых саксонских движений.

Площадь собственно краевого прогиба частично отграничена (например, Вишковский бассейн от Драганской возвышенности) радиальными разрывами, по которым поднимался Чешский массив. Альпийские молассы в Дунайском бассейне были подобным же образом отделены от молданубских кристаллических сланцев. Эти сбросы связаны с саксонским поднятием Чешского массива.

Лимнические третичные осадочные породы развиты в трех районах Чешского массива, расположенных в южной Чехии, у подножия Рудных гор на северо-западе, и, наконец, в основном за пределами Чехословакии, в Судетских горах, на северо-восточном краю Чешского массива. В течение своего развития лимнические бассейны никогда не существовали непрерывно. Они меняли свою форму, были осложнены заливами и с течением времени то соединялись, то вновь разъединялись. Некоторые из них следовали течению реки, с которой была связана система озер. Осадконакопление прерывалось саксонскими тектоническими движениями, так что на некоторых площадях можно различить несколько циклов седиментации. Тем не менее центры осадконакопления всех трех указанных бассейнов не перемещались. Осадконакопление началось в верхнем олигоцене и продолжалось до плиоцена.

Область осадконакопления южной Чехии возникла в пределах более ранней, вероятно позднемеловой, тектонической

депрессии. Во время перерыва седиментации, между сеноном и концом палеогена, в результате эрозии, вызванной действием рек, которые стекали с окружающего кристаллического массива и впадали в саксонский бассейн, образовались довольно большие долины. Когда в олигоцене накопление осадков возобновилось, древние осадочные бассейны, так же как и эрозионные борозды в их окрестностях, были затоплены озерами. Центр третичного осадконакопления южной Чехии находился в Будеёвицком и Тршебоньском бассейнах, связанных друг с другом. Кроме того, третичные отложения сохранились северо-западнее Будеёвицкого бассейна в Гораждёвицком, Страконицком и Воднянском районах, в которых существовала депрессия с системой озер и реками, текущими к Будеёвицкому бассейну. Тршебоньский бассейн со своими заливами также прослеживается на большое расстояние от центра, особенно к северу — до районов Табор и Бехине, и к востоку — до Йиндржихува-Градеца. Бассейн осадконакопления южной Чехии дренировался к юго-востоку в Альпийско-Карпатский краевой прогиб. Шумавские горы и площадь Среднечешского плутона служили водоразделом с другими системами озер.

Озерное осадконакопление южной Чехии носило пресноводный характер. Кроме конгломератов и песков, осаждались глины и глинистые пески, отличительная особенность которых — неправильная слоистость. В краевых частях бассейна местами образовались торфяники (линзочки лигнита), а в центральных были отложены диатомиты.

В результате молодых (плиоценовых) саксонских тектонических движений первоначальный бассейн осадконакопления был разделен так называемым Рудольфовым горстом, вытянутым в меридиональном направлении, на Будеёвицкий и Тршебоньский бассейны, которые по отношению к этому горсту испытали опускание. Будеёвицкий бассейн расположен более чем на 300 *м* ниже Рудольфова горста, Тршебоньский бассейн только на некоторых участках опустился более чем на 100 *м*. Другие постмиоценовые сбросы выражены менее отчетливо. Нормальные сбросовые перемещения происходили частично по более ранним позднемеловым дислокациям. Важное значение имело, однако, поднятие всей площади южной Чехии, которое изменило всю систему русловых потоков и отвело их в дренажный бассейн, разгружавшийся в Северное море.

Центр второй площади лимнической седиментации в поднетретичное время находился в области тектонической депрессии, расположенной у подножия Рудных гор. В настоящее время здесь можно выделить три бассейна: Хебский, Соколовский и Хомутов-Мост-Теплицкий. К системе этих

озерных бассейнов относятся также обширные площади, которые в них дренировались и в которых образовались плоские (мелкие) долины с реками, сопровождавшимися системами озер. В первую очередь к такой области относится неогеновая озерная область Пльзеня, которая была связана через окрестности Раковника с жатецкой частью Рудногорского бассейна. Площадь средней Чехии, расположенная к северо-западу от Среднечешского плутона, также дренировалась в бассейны, находящиеся у подножия Рудных гор.

Начало осадконакопления в рудногорском центре приходится на олигоцен. Осадки этого времени, в большинстве случаев не очень мощные, позволяют предполагать существование плоского пенеплена без каких-либо глубоких депрессий. Эти осадки представлены песками, часто окремненными. Эти наиболее ранние осадки могли быть развиты значительно шире по сравнению с осадками, образовавшимися в более поздних бассейнах осадконакопления миоценового времени. Олигоценовые породы в большинстве случаев подверглись денудации, особенно в пределах блоков, которые позже испытали поднятие (например, в Рудных горах и Славковском Лесе).

В конце олигоцена или, что более вероятно, в начале миоцена началась самая ранняя вулканическая фаза, связанная с миоценовой седиментацией. Это было начало второго, миоценового цикла, отложения которого в нижних частях содержат мощные линзы бурого угля; самая верхняя зона представлена глинистыми осадками так называемой серии с *Cypris*. Миоценовый бассейн осадконакопления, расположенный у подножия Рудных гор, по сравнению с бассейном олигоценового времени сузился, но существовал непрерывно. Очевидно, что уже в течение миоценовой седиментации началось опускание дна бассейна и поднятие будущих горстов (Рудные горы, Чешские Средние горы и Славковский Лес) в его окрестностях. Однако ровный рельеф бассейна, так же как площади, окружающей озера и болота, сохранился. Тектонические деформации проявились более резко только после окончания второго цикла осадконакопления, в течение перерыва в седиментации, который имел место между миоценом и плиоценом.

Третий цикл осадконакопления был еще меньших масштабов. По большей части он моложе саксонских глыбовых движений. Он ограничивается грабеном у подножия Рудных гор (главным образом Хебским бассейном) и его ближайшими окрестностями. В этот цикл образовались пески и гравийные отложения с глинистыми пропластками.

Третичные осадочные породы на площади северной Чехии свидетельствуют о второй пенепленизации, которая предше-

ствовала их образованию. Они первоначально представляли собой глубоко выветрелые кристаллические сланцы и гранитоиды, продукты разрушения которых сносились в бассейны и там отлагались. В субстрате третичных отложений сохранились первичные почвенные профили олигоценового времени. В гранитах субстрата Соколовского бассейна, например, каолиновое выветривание достигает глубины 100 *м*.

На развитие рудногорских бассейнов частично влияли саксонские движения, частично вулканическая активность. Само по себе образование этих бассейнов было следствием опускания краевых площадей в процессе куполообразования Чешского массива и образования барьера (Рудные горы) на внешнем краю опущенной площади. На дальнейшее развитие влияла сбросовая тектоника. Грабен рудногорских бассейнов был отделен от смежных горстов краевыми сбросами рудногорского простирания. Структура самого грабена была усложнена продольными сбросами. Из поперечных дислокаций особенно заметным становится сброс, отделяющий на востоке Хебский бассейн от горста Хлум св. Маржи. Время образования этого сброса (по крайней мере главный интервал его развития) приходится на границу между миоценом и плиоценом. Образование этого сброса обусловило разделение современных Хебского и Соколовского бассейнов и изолированное озерное плиоценовое осадконакопление в Хебском бассейне.

С вулканической активностью связано присутствие пирокластического материала (туфов и туффитов) в миоценовых осадочных породах. Кроме того, аккумуляция вулканического материала вызвала морфологические изменения, особенно в окрестностях бассейна, а также в пределах озера. В связи с этим изменились форма и протяжение озер и болот. Наиболее очевидно отделение Соколовского бассейна от бассейна Хомутов-Мост-Теплице, которое было вызвано сложным вулканическим конусом Доуповских гор. Отдельные вулканические конусы образовались в бассейнах осадконакопления в виде холмов, на которые трансгрессировали миоценовые отложения.

Грабены у подножия Рудных гор представляли собой в течение миоцена базис эрозии обширных площадей в средней и западной Чехии. Большее количество потоков, впадающих в рудногорские бассейны, текли через Жатецкий район, тогда как Рудные горы образовали водораздел, отделявший Саксонские бассейны. Озера, расположенные у подножия Рудных гор, дренировались, вероятнее всего, через район Лаузица или через Лабскую долину по направлению к северу. Время от времени, по-видимому, дренаж в эти озера прекращался (например, в конце миоцена).

В средней Чехии сохранились только денудационные останцы миоценовых или плиоценовых осадочных пород, которые даже первоначально не пользовались очень широким распространением. Они представлены главным образом песками, глинами и гравием, которые были отложены в озерах и широких речных долинах. Озерные площади в Пльзеньской и Раковникской областях представляют собой саксонские тектонические депрессии, хотя и не столь ясно выраженные, как Рудногорский грабен.

Третья пресноводная система третичного времени находится в основном за пределами Чехословакии. Она представлена олигоценовыми и миоценовыми частями так называемого Житавского (Цвиттау) бассейна, который вдается в северную Чехию до Либерецкой площади (небольшой бассейн Градека), и небольшим останцем неогена у Угельны, в северной части района Есеника. Эти реликты лежат уже на внешнем краю периферического барьера Чешского массива, на северо-восточных склонах Судетского автоморфного горста, и принадлежат к системе северных неогеновых бассейнов Германии и Польши. Кроме песков, глин и гравийных отложений, в обоих небольших бассейнах образовались мелкие линзы ксилитов.

Саксонская «складчатость» и связанный с ней вулканизм

Все послеварисцийское развитие Чешского массива происходило в самой тесной связи с так называемой саксонской складчатостью. Так как этот тектонический процесс имеет существенное значение, он рассматривается здесь отдельно.

Тектонические движения, которые воздействовали на Чешский массив после палеозоя, называются саксонской складчатостью. Варисцийская складчатость консолидировала весь Чешский массив, превратив его в кратоген. Поэтому саксонские деформации имеют постумную природу и носят резко выраженный германотипный, платформенный и преимущественно глыбовый характер. Они связаны с эпейрогеническими движениями всего Чешского массива или его частей.

Начало саксонских тектонических движений относится к мезозою; результаты их отчетливо проявились на территории Чехословакии уже в период позднемелового или юрского осадконакопления. Саксонское «складкообразование» продолжалось и в течение плиоцена и продолжается фактически вплоть до настоящего времени.

Саксонские тектонические движения, вне сомнения, зависят от альпийско-карпатского орогенеза. Чешский массив, который был консолидирован варисцийскими движениями до

состояния кратогена, образует форланд и автохтонную массу Восточных Альп и Западных Карпат. Саксонские движения проявились в фазах, соответствующих, с некоторым запаздыванием, интервалам времени, когда в Карпатах и Альпах наблюдались довольно интенсивные орогенические движения. Ясно, что интенсивность саксонских движений постепенно усиливалась по мере приближения альпийско-карпатских горообразующих движений к Чешскому массиву и по мере того, как они охватывали его южную и юго-восточную краевые части. Она усиливалась, далее, в процессе развития флишевой парагеосинклинали и складкообразования в ней, развития неогенового передового прогиба и, наконец, при разрушении этих бассейнов осадконакопления в последние фазы альпийского орогенеза.

Саксонские орогенические движения не проявились на консолидированной территории Чешского массива вдоль линий Альпийского и Карпатского орогенов, т. е. в виде сбросов и тектонических линий, параллельных этим орогенам. Саксонские движения вынуждены были считаться со структурой Чешского массива. Они следовали в своих простираниях древним частным структурам, из которых состоит Чешский массив, а также его глубинной структуре, которая, однако, не была однородной, но в которой оставались древние, недостаточно залеченные швы.

Саксонская складчатость проявилась двояко: с одной стороны, в виде сводообразного поднятия Чешского массива, а с другой — в виде сбросов. Оба процесса генетически связаны между собой. Сбросы образовались по краям общего сводообразного поднятия или между отдельными более мелкими куполами, которые были отделены один от другого или от опускающихся площадей линиями радиальных разрывов. В то время как сбросы могут быть легко установлены и прослежены, движения в пределах Чешского массива, приводившие к куполообразованию и опусканию, которые не порождали сбросов, установить трудно. Тем не менее по сравнению со сбросами эти движения играют такую же или даже еще более важную роль в геологическом развитии Чешского массива.

Саксонское сводообразование и опускание некоторых частей Чешского массива может быть более точно прослежено по морским осадочным породам и с меньшим приближением по лимническим осадкам и данным геоморфологии. Нам известно три цикла осадконакопления, совпадающих по времени с саксонской складчатостью: юрский, позднемеловой и неогеновый. В предыдущей статье было показано, что юрское и особенно меловое осадконакопление было обусловлено опусканием по Лабской линии, вызвавшим образование вы-

тянутого бассейна, пересекающего Чешский массив в северо-западном направлении. Масштабы несомненно одновременного поднятия южных площадей, особенно Молданубского массива, не могут быть, однако, определены.

Саксонские поднятия Чешского массива в неогене лучше всего можно проследить по миоценовым осадочным породам Альпийско-Карпатского краевого прогиба, основание которого все более и более погружалось в процессе осадконакопления и в настоящее время находится на глубине 1000 *м* или еще глубже. Вместе с тем мы находим денудационные останцы морских третичных пород уже вне пределов краевого прогиба в Чешско-Моравской возвышенности и в Шумаве на высотах приблизительно до 700 *м* над уровнем моря. Из этого можно сделать вывод, что после тортонского времени южная и юго-восточная части Чешского массива были приподняты в виде свода по отношению к опускающемуся основанию краевого прогиба по крайней мере на 1500 *м*. Центром образовавшегося свода снова стала Молданубская область. Здесь повторились движения, свойственные еще позднему палеозою, а особенно — ранней перми и мезозою. Одновременно на севере и северо-западе по периферии свода образовалась депрессия, частично ограниченная сбросами (грабены). По другую сторону депрессии, на краю Чешского массива, образовался вал автоморфных горстов, в некоторых местах имеющий непрерывный наклон к границе массива (Судетские и Рудные горы).

Саксонские движения, которые привели к созданию свода Чешского массива, сопровождались образованием радиальных сбросов, имеющих простирание, соответствующее простиранию древних структурных линий. По своему простиранию эти сбросы относятся к следующим основным системам: рудногорской, судетской и йизерской, или рейнской. Они расположены уступообразно по отношению к системам грабенов и горстов, а иногда занимают изолированное положение.

Система рудногорских сбросов протягивается на восток-северо-восток и следует преимущественно древним ассинтским и раннегерцинским структурным линиям. Она находится на площади Рудных и Чешских Средних гор, т. е. в тех частных тектонических единицах, которые не были затронуты позднекаледонскими орогеническими движениями и где крупные варисцийские структуры грубо параллельны ассинтским. Эти сбросы ограничивают грабен, расположенный у подножия Рудных гор, между Рудными горами, с одной стороны, и Славковским Лесом и Чешскими Средними горами — с другой. Далее, они ограничивают грабен Огрже юго-восточнее Чешских Средних гор. По краям этих грабенов поднимаются

возвышенности автоморфных горстов, т. е. Рудные горы, Славковский Лес и Тепельские горы.

Система сбросов, параллельных Судетским горам, протягивается в общем на северо-запад, но в некоторых районах отклоняется от этого направления. В северной и северо-западной частях Чешского массива сбросы имеют восточно-северо-восточное простирание, подобное тому, которое наблюдается в Лабской области. Далее к востоку эти сбросы поворачивают к югу и близ Орлицких гор имеют юго-восточное и юго-юго-восточное простирание, такое же, как в окрестностях Босковице. Сбросы судетской системы следуют новокаледонским линиям; это объясняет причины их значительно большей многочисленности на площади развития каледонид Чешского массива. Они тесно связаны с меловым бассейном (депрессией) Чешского массива и соединяются со срединным Саксонским разрывом. К судетской системе относятся: внешний Судетский разрыв, отделяющий Чешский массив от Силезской равнины (равнины р. Одра); Гронов-Поржичский разрыв в последней стадии своего развития; разрывы, отграничивающие грабен Клодзко от Рыхлебских и Орлицких гор, за которыми они изгибаются почти на юго-юго-восток; далее — Лаузицкий разрыв, отделяющий Лаузицкий гранитный массив и Крконошские горы от области развития меловых пород; ряд разрывов, нарушающих эту область; сбросы Бланского грабена, заполненного меловыми отложениями, которые протягиваются вплоть до районов, расположенных севернее Брно, и, наконец, Железногорский разрыв, отделяющий на юго-западе Железные горы от опущенного мелового блока Длоуга-Мез. Сюда же относятся Бушинское нарушение в последней стадии своего развития и разрывы, ограничивающие неогеновый морской бассейн осадконакопления в районе Ганска. Многие из этих разрывов, несомненно, были заложены задолго до третичного времени и существовали еще в позднем палеозое и в течение мелового осадконакопления. По разрывам судетского простирания возник также автоморфный горст Западных Судет.

В южной и юго-западной частях Чешского массива отмечены саксонские разрывы подобного же, т. е. от северо-западного до север-северо-западного, простирания. Эти разрывы иногда назывались герцинскими разрывами. Из них наиболее важное значение имеют дислокации, отделяющие сенонский и третичный грабен Будеёвицкого бассейна, седиментационный бассейн Пльзеня и третичный Хебский бассейн от горста Хлум св. Маржи. Они достигают также Саксонии, где образуют важные тектонические линии, Тюрингии (ограничивают горст Тюрингенского выступа Чешского массива) и Баварии (франконские разрывы по краям мезозойской платформы).

Третья система Саксонских разрывов, т. е. рейнская, или йизерская, имеет в общем меридиональное простирание и следует древним астурийским и заальским дислокационным линиям, особенно «бороздам». Их значение в структуре Чешского массива выражено слабее. Оно проявляется в дислокациях, перпендикулярных границам сводообразной структуры Чешского массива. К наиболее известным сбросам этой системы относятся сбросы, которые ограничивают так называемый Рудольфовый горст, находящийся между опущенными бассейнами южной Чехии, т. е. Будеёвицким и Тршебоньским, так же как послемеловая коуржимская дислокация на восточном краю пермо-карбона Чешски Брод. К ним относятся также некоторые сбросы пермо-карбоновых бассейнов в средней Чехии.

Перемещения по саксонским дислокациям достигают нескольких сот метров, а суммарные перемещения по некоторым сопряженным разрывам превышают 1000 *м*.

Трудно говорить о возрастных взаимоотношениях указанных саксонских разрывов, так как подвижки по многим из них происходили в течение нескольких следующих один за другим интервалов саксонских тектонических движений; с другой стороны, они могут представлять домезозойские дислокации, подновлявшиеся в процессе саксонского складкообразования. Во многих местах наблюдаются взаимные пересечения разрывов рудногорского и судетского простирания, хотя в рассматриваемой площади обычно развиты нормальные поперечные нарушения одной из двух систем. Такие поперечные нарушения вряд ли можно считать сбросами другой группы, хотя они и протягиваются приблизительно параллельно последним. Однако можно сказать, что большая часть разрывов рудногорского простирания имеет неогеновый возраст. Таким образом, эти разрывы более молодые, чем судетские разрывы, заложенные раньше. Во всяком случае движения по саксонским разрывам происходили периодически и повторялись несколько раз на различных площадях, причем эти интервалы сливались друг с другом.

Саксонская складчатость сопровождалась также послемезозойской вулканической деятельностью, преимущественно поверхностной, ограниченной опущенными участками и их периферией. К главным вулканическим центрам относятся Доуповские и Чешские Средние горы. Кроме того, саксонские вулканогенные породы рассеяны в широкой полосе, образующей дугу между Хебом и Рудногорским грабеном и прилегающими частями Рудных гор и протягивающейся через меловой бассейн, Йизерские и Крконошские горы вплоть до восточной Чехии. Самостоятельные более мелкие вулканические центры находятся в горах Есеник и в Остравском

йоне. Чешские Средние горы сложены многочисленными отдельными вулканическими телами различного возраста, тогда як Доуповские горы представляют собой единый огромный ложный конус. За пределами Чешских Средних и Доуповских гор также рассеяны мелкие вулканические тела; они представлены дайками, некками, лавовыми покровами и купоами. В Доуповских и Чешских Средних горах пирокластические осадочные породы значительно обильнее, чем в других местах. Предполагая, что саксонская складчатость представляет собой платформенный аналог альпийских горообразующих движений, саксонскую вулканическую активность можно определить как хронологический эквивалент субсеквентного и конечного альпийско-карпатского вулканизма на площади платформенного форланда.

Последовательность и характер отдельных фаз этого вулканизма в настоящее время изучает А. Копецки, который разработал следующую схему.

Вулканическая деятельность началась в олигоцене и закончилась в плиоцене или плейстоцене. Она выразилась тремя фазами, разделенными во времени: олиго-миоценовой (главная фаза), позднемиоценовой и постмиоценовой (плиоценовой или плейстоценовой). По своему химическому составу эруптивы всех трех фаз относятся к группе щелочных пород.

Олиго-миоценовая (главная) вулканическая фаза началась с образования оливиновых базальтов в пределах Рудногорского грабена, в западной Чехии и в Чешских Средних горах. Наибольшей интенсивности вулканическая деятельность достигла в миоцене, когда образовалась большая часть пород Чешских Средних и Доуповских гор и другие изолированные эруптивные образования. Кроме пород, содержащих только фельдшпатоиды (главным образом лейцититов и нефелинитов), образовалась обширная серия тефритовых пород, базанитов, пород, переходных к фонолитам (часто с гаюином), фонолитов, трахитов и пород, соответствующих андезитам со щелочным пироксеном и амфиболом. Большинство основных разновидностей (мелилит-оливин-нефелиниты, оливин-мелилиты и польцениты) развито близ дислокаций глубокого заложения. Из фельдшпатоидов в породах западной Чехии преобладает лейцит, восточной — нефелин. С интрузивными дайками изредка связана минерализация (сфалерит, галенит, пирит).

После главной вулканической фазы были отложены нижнемиоценовые осадки (с линзами бурого угля), в которые на западной границе Чешских Средних гор интрудировали верхнемиоценовые базаниты, оливиновые базальты и оливиновые нефелиниты.

Наиболее молодая, т. е. от плиоценовой до плейстоценовой, вулканическая фаза проявилась очень слабо в западной Чехии, где образовались ультраосновные оливиновые мелилититы и нефелиниты с большим количеством гаюина, и довольно интенсивно — в северной Моравии, в горах Низкий Есеник. В этом районе образовались более кислые лавы, оливиновые базальты и изредка встречаются оливиновые нефелиниты. Трудно точно решить, закончился ли саксонский вулканизм в третичное время или его последние отголоски достигли плейстоцена.

Развитие и морфология Чешского массива в четвертичное время

Весь Чешский массив подвергся очень глубокой пенепленизации, начало которой в центральной его части можно отнести к вестфалу, тогда как в Тюрингенско-Саксонской и Мораво-Силезской областях она началась в перми. После верхнепалеозойского омоложения, вызванного последними фазами варисцийского горообразования, в течение мезозоя произошло почти полное выравнивание поверхности с формированием дряхлого рельефа. После меловой регрессии в северной Чехии и в течение палеогена рельеф Чешского массива был очень слабо расчленен: на фоне депрессий, еще заполненных меловыми осадками, выступал весьма совершенный пенеплен. Даже самые высокие части пенеплена были расположены на высоте около 200 *м* над уровнем моря. Омоложение этой низменности было обусловлено саксонской тектоникой и подъемом, особенно сильным в Молданубской области, так же как и образованием депрессий, грабенов и горстов. Главные движения происходили между миоценом и плиоценом.

В миоцене поверхностные воды Чешского массива стекали в бассейны южной Чехии, в Рудногорский грабен, а также в море Карпатского краевого прогиба и к северу, в Северо-Германское море и озера. Водоразделы, однако, отличались от современных. Миоценовые и особенно плиоценовые движения в Чешском массиве, повлиявшие на эту древнюю дренажную систему, изменили уклоны русел, границы отдельных дренажных бассейнов и обусловили возможность развития новых рек. Особенно сильно древняя дренажная система изменилась потому, что в результате наступательной эрозии потоки с повышенным уклоном перехватывали бассейны или потоки с малым уклоном. Перехват рек был главным и почти единственным фактором, обусловившим образование новой дренажной системы. Главное изменение направления потоков произошло в плиоцене, а в начале четвертичного периода

ренажная система приобрела в основном современный лик.

Бассейны подножий Рудных гор дренировались рекой Лабой и ее притоками (Огрже и Бела) в бассейн Северного моря. Вся восточная Чехия дренировалась в течение миоцена реками Упа, Метуе и обеими Орлицами к юго-востоку, в море Карпатского краевого прогиба. Лаба постепенно отвела эти реки в бассейн Северного моря. В плиоцене река Влтава перехватила бассейн южной Чехии, который до миоцена дренировался в Венский бассейн. Одновременно она перехватила потоки, первоначально текущие из центральной и западной Чехии к Жатецу, где горсты Чешских Средних гор и Славковского Леса представляли собой новый водораздел. Изменение направления рек в Чехии привело к существенному расширению площади, дренируемой Лабой в Северное море за счет Черного моря, и к образованию единой дренажной системы Лабы. Юго-восточный край Чешского массива в Моравии по-прежнему дренируется в область прежнего Альпийско-Карпатского краевого прогиба. В области северного и северо-восточного склонов Чешского массива положение водораздела существенно не изменилось, и внешние склоны Судетского краевого барьера дренировались рекой Одра в Балтийское море.

Саксонские движения привели к поднятию всего Чешского массива, который затем был разбит на относительно поднятые или опущенные блоки. Его сплошной плоский рельеф был нарушен в конце третичного периода, чему частично способствовало также накопление вулканического материала. В четвертичное время общий уклон рек стал значительно круче вследствие поднятия Чешского массива. Сохранился пенепленизированный характер блоков, образовавшихся различными путями. Однако четвертичная речная эрозия привела к постепенному омоложению на участках, которые были подняты саксонскими движениями; степень этого омоложения зависит от относительной высоты поднятия. Даже самые высокие, в настоящее время круто поднимающиеся горные цепи, как, например, Крконошские горы, сохранили, по крайней мере на своих гребнях, остатки первоначального пенепленизированного рельефа. На других участках можно видеть все стадии развития омоложения рельефа, которое распространяется во времени из области депрессий вверх по течению главных рек и зависит от размеров глубинной эрозии. В некоторых местах пенеплен сохраняется на плато, рассеченных глубокими эрозионными бороздами. В других местах, например в южной и юго-западной Чехии, до настоящего времени сохранились небольшие участки со слабо измененным третичным рельефом, но они расположены на от-

носительно большой высоте. Эти участки не были сильно затронуты речной эрозией, поскольку их еще не достигла попятная эрозия.

Четвертичный период с его более низкой средней температурой и чередованием холодного и теплого климата повлиял на геологическое развитие Чешского массива, в особенности в отношении состава продуктов выветривания и моделирования его поверхности. Северное оледенение со всеми сопровождающими его явлениями достигло территории Чехословакии в районе северо-восточного края Чешского массива, охватив только северную часть Чехии, северо-восточные предгорья Восточно-Судетских гор и Моравские Ворота. Горное оледенение было развито только в Крконошских горах и в меньшем масштабе — в Шумаве. Оледенение в Рудных горах и в горах Есеник очень сомнительно. Тем не менее в течение периодов оледенения весь Чешский массив характеризовался перигляциальным климатом, который вызвал длительное выветривание и солифлюкцию отложений. Чехол продуктов выветривания покрывает почти весь Чешский массив, но отсутствует на наиболее открытых гребнях и в глубоко врезанных долинах. Лёссы, возникшие из местного материала, образуют на низменностях наиболее мощные накопления в тени западных и северо-западных ветров, преобладавших в то время. Образование подвижных песков приурочивалось только к вытянутым гравийным или песчаным речным террасам (в Лабской области). Климатические изменения вызвали ритмическое врезание рек и намывание речных террас. Наиболее ранние плиоценовые террасы могут быть прослежены вдоль многих рек. Четвертичные террасы в большинстве своем хорошо развиты. Было установлено 11 террасовых уступов, из которых самый высокий отмечен приблизительно на высоте 100 *м* над рекой. Торфяники южной Чехии, Рудных гор и в других местах большей частью имеют голоценовый возраст.

Отголоски саксонских тектонических движений в четвертичное время дали начало антецендентным процессам и процессам опускания, которые могут быть установлены, например, в Лабской долине. Лабская низменность в средней Чехии испытала относительное опускание. Чешские Средние горы были приподняты в виде горста; они пересекли Лабу и были пропилены ею благодаря усилению глубинной эрозии. В этом месте долина Лабы имеет форму каньона. Следы четвертичных движений наиболее многочисленны в восточной части Чешского массива, в Моравских Воротах и окружающих их районах.

Западно-Карпатская система

ОБЩЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ И ИХ ДОНЕОИДНОГО ОСНОВАНИЯ

М. Машка, В. Зоубек

Развитие взглядов на тектоническое подразделение Западно-Карпатской системы

В. Зоубек

В настоящее время в Чехословакии используется приведенное ниже (стр. 179) подразделение Карпатских гор; принципиально оно не отличается от подразделения, которое было общепринятым с начала этого века. В Центральных Карпатах выделяются три главные зоны: Татриды, Вепориды (Граниды, 1931) и Гемериды. Это подразделение основано на синтезе Улига (опиравшегося на теорию покровов, разработанную М. Люжоном). В Центральных Карпатах, к югу от клипповой зоны, Улиг выделял: 1) группу ядерных гор, т. е. покров Высоких Татр (1907), 2) субтатранский покров и 3) покров внутренней зоны (1907). В 1920—1930 гг. чехословацкие геологи развили синтез Улига, использовав при этом результаты исследований польских специалистов, и суммировали свои результаты в работе: Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales organisées à l'occasion de la troisième réunion de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes en Tchécoslovaquie, 1931. Во вводной обобщающей статье, помещенной в этой книге и написанной А. Матейкой и Д. Андрусовым, были суммированы сведения, накопленные к тому времени. Подразделение Центральных Карпат основывается в этой работе на характере развития доальбского мезозоя; в некоторых местах его различные фации тектонически залегают одна на другой в следующей последовательности (от основания вверх): фациальная группа ядер, соответствующая фации Высоких Татр, по Улигу, субтатранская фациальная группа и гемерские фации (современные представления изложены ниже; см. «Развитие Западных Карпат в мезозойское время»).

В субтатранской фациальной группе было выделено четыре фации, образующие отдельные покровы скалывания: нижний субтатранский (позднее названный Крижнанским), средний субтатранский (позже от его выделения отказались), верхний субтатранский (позднее названный Хочским) и Стра-

жовский. Учитывая приведенную выше последовательность залегания и характер движений, обнаруживающих вергенцию к северу, каждая фация (покров) была отнесена к отдельному бассейну осадконакопления, так что каждый залегающий выше покров скалывания соответствовал бассейну осадконакопления, расположенному далее к югу. Эта идея, однако, довольно гипотетична, так как отмеченные субтатранские покровы и подстилающие их фации ядер лишь в некоторых районах встречаются одновременно. Именно это последнее обстоятельство вызвало необходимость подвергнуть значительным изменениям определение отдельных покровов и представление о самом их существовании, а также о границах соответствующих бассейнов осадконакопления. Так, субтатранские покровы первоначально выводились из зон корней (в смысле первоначальной области осадконакопления), лежащих в Вепорских горах. В 1931 г. их стали выводить только из Кракловской зоны; следующую, расположенную южнее в Вепорских горах, зону Кралова-Голя (Мурань) в эти годы отнесли (и в общем справедливо по характеру ее мезозоя) к Гемеридам. После того как было высказано предположение о тектоническом (скалывание) характере границы между верфенскими сланцами Мурани и подстилающим осадочным чехлом кристаллического комплекса, мезозой Мурани обычно признавался за аллохтонную единицу, которая была перемещена по надвигу на место современного ее нахождения из расположенной южнее зоны, т. е. из зоны Спишско-Гемерского палеозоя; бассейн осадконакопления субтатранских покровов мог, следовательно, протягиваться от первоначальной Кракловской зоны до зон Вепорид, расположенных далее к югу (зоны Кралова-Голя и Когутская, относимые к Вепоридам), вплоть до северной границы Спишско-Гемерского палеозоя. Далее к югу протягивался гемеридный (Спишский) покров вместе со своим палеозойским параавтохтоном, надвинутым частично на автохтон Вепорид. Очевидный гипотетический характер этих представлений и некоторые противоречия, включая также сложность механического объяснения значительного пространственного сокращения Вепорского кристаллического комплекса и смещения относительно маломощных мезозойских комплексов на большие расстояния, вызвали в дальнейшем, особенно после 1950 г., справедливую критику этого синтеза (М. Магель, М. Машка); кроме того, были внесены некоторые поправки, которые касались главным образом южных частей центральной зоны. Однако исследования некоторых областей Центральных Карпат, расположенных далее к северу, не настолько продвинулись вперед, чтобы они могли позволить заменить прежние представления новыми, неоспоримыми.

Тектоническое строение области Вепорид и карста Мурани также вызывает многочисленные проблемы. Одна из главных причин дискуссионности тектонических представлений об этой области состоит в том, что возраст некоторых «критических» формаций, не содержащих окаменелостей (например, кварцитов в некоторых местах зоны Кралова-Голя), точно еще не установлен.

Следовательно, в настоящее время почти невозможно представить полный и объективный синтез структуры всей области Центральных Карпат. Вместе с тем невозможно в полной мере согласиться с более ранней концепцией. Поэтому при подразделении донеоидных комплексов мы отказались от наименований, употреблявшихся до сих пор (Татриды, Вепориды, Гемериды), и ограничиваемся при классификации древнего основания структурно-геологическим подразделением, основанным на современных структурах, на их раннем, большей частью уже донеоидном положении и частично на фациально-палеогеографических условиях, господствовавших в течение позднего палеозоя.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗАПАДНО-КАРПАТСКОЙ СИСТЕМЫ

Западные Карпаты представляют собой отдельный неоидный мегантиклинорий со сложной складчатостью и многочисленными разрывами, расположенный на северном краю складчатой Средиземноморской геосинклинальной области. Они состоят из пяти основных структурно-фациальных зон (с севера на юг): зоны Карпатского передового прогиба, флишевой зоны, зоны клиппов, центральной зоны и области неогеновых внутренних депрессий и вулканитов.

Первые две зоны представляют собой внешнюю область Западных Карпат, последние две или три — внутреннюю область; эти две области отличаются друг от друга по характеру неоидных формаций, а также по составу их донеоидного цоколя.

Флишевая зона образует северное крыло общего структурного поднятия Западных Карпат. Южное крыло этого поднятия в основном перекрыто молодыми закарпатскими депрессиями и третичными вулканическими породами; к этому крылу относится Словацкий Карст, а на территории Венгрии, например, горы Бюкк.

Сравнительно узкая внутренняя зона клиппов, которая хорошо прослеживается на всем протяжении Карпат, занимает в их структуре промежуточное положение. Как по своей структуре, так и по развитию эта зона не имеет вполне само-

стоятельного характера (как это иногда предполагали). Вплоть до ларамийского времени она была связана с центральной зоной и образовывала ее северную краевую полосу (Пиениды). Впоследствии она стала южной краевой зоной флишевой миогеосинклинали, вместе с которой она подверглась складкообразованию в течение савской и более поздних фаз тектогенеза. Благодаря этому флишевая зона потеряла свою тектоническую самостоятельность и целостность в Чехословацких Западных Карпатах, хотя и сохранила их в какой-то степени в восточной части Чехословацких Карпат (М. Матейка).

Зона клиппов представляет собой в Карпатах лабильную зону, ширина которой сильно уменьшилась в результате повторных процессов складкообразования; это обусловило формирование ее сложной внутренней тектонической (клипповой) структуры. С нашей точки зрения, зона клиппов следует направлению древнего глубинного тектонического шва первого порядка, который мы назвали *Перипиенинским разломом.*

По вертикали в структуре всех Западных Карпат можно выделить два основных структурных подразделения, разделенных заальскими тектоническими движениями (в середине перми) и представляющих в значительной мере самостоятельные структурные системы:

1) нижняя система, или древнее основание[1] (донеоидный цоколь), — комплексы от докембрия до нижней перми;

2) верхняя система неоидного чехла — комплексы от низов верхней перми до четвертичного времени.

В каждой из них можно выделить структурные этажи и подэтажи. Например, древнее основание во внутренней области можно подразделить на докембрийский, каледонский и варисцийский этажи.

Древнее основание разделяется в продольном направлении упомянутым выше тектоническим швом первого порядка (Перипиенинским разломом) на две части.

В первой, северной части (основание внешней области) оно полностью погребено и на территории Чехословакии нигде не выходит на поверхность; на западной — оно относится к системе Чешского массива, который был здесь тектонически омоложен в неоидную эру, а восточнее — к предподольской тектонической системе.

Во второй, южной части Западных Карпат (основание внутренней области, включая зону клиппов) фундамент в настоящее время частично обнажен, но только в так называемых ядерных горных хребтах, которые типичны для центральной зоны внутренней области. Этот сектор сложен комплек-

---

[1] См. стр. 25.

сом пород различного происхождения и представлял собой в ранние времена индивидуализированную, весьма консолидированную единицу; поэтому мы определяем его, имея в виду древние эры, как Словацкую глыбу или, что менее точно, как Словацкий массив (квазимассив, полумассив). В начале неоидного времени эта глыба подверглась релаксирующему тектоническому омоложению, которое привело к продолжению (возобновлению) геосинклинального режима во всей области и к разделению ее на ряд зон.

Древнее основание северной части Западных Карпат большей частью опущено на большую глубину, и его состав и тектоническое развитие известны лишь в очень грубых чертах. Поэтому оно не могло быть показано на прилагаемой карте. По той же причине мы не описываем его здесь детально, а ограничиваемся лишь очень краткой характеристикой. Известные до сих пор данные, касающиеся состава и структуры фундамента этой части Карпат, более детально рассматриваются Д. Андрусовым (1958). В настоящее время принято считать, что на западе древнее основание современных Внешних Карпат сложено геологическими единицами и структурами, относящимися к системе Чешского массива. Оно образовано позднепротерозойскими, ассинтскими структурами (главным образом Бруннией и ее компонентами), в некоторых местах перекрытыми нижнепалеозойскими и среднепалеозойскими комплексами, частично метаморфизованными, подвергшимися каледонской и варисцийской складчатости, а также верхнепалеозойскими комплексами [морские отложения нижнего карбона (кульм), угленосные намюрские и вестфальские отложения Верхне-Силезского бассейна]. Структуры древнего основания донеоидного времени окончательно сформировались под влиянием каледонского и варисцийского процессов тектогенеза.

На основании разрозненных данных подобные условия и подобное тектоническое (донеоидное) развитие предполагаются также для восточной части внешней области, древней предподольской системы, насколько она распространяется на территорию Чехословакии. По нашему мнению, наибольшая ее часть может состоять из погребенных ассинтских структур, а также комплексов, относящихся к каледонскому структурному этажу. Исходя из реконструированных условий, характеризующих западную часть погребенного древнего основания, можно сделать вывод о том, что структуры Чешского массива дисгармонично примыкают к структурам Словацкого блока и что в некоторых местах (т. е. на юго-западе современных Карпат и дальше к Альпам) они под углом упираются в Перипиенинский разлом. Во всяком случае, в результате исследования древнего основания твердо установлено,

что цоколь Внутренних Карпат, расположенный южнее Перипиенинского разлома, относится к другой петрографической и геотектонической провинции по сравнению с Чешским массивом, т. е. к Средиземноморской провинции, в которой Западные Карпаты и Восточные Альпы образуют регион несколько особого характера. Этот вывод подчеркивает региональное значение Перипиенинского разлома, его большую глубину и очень древнее происхождение.

Главные региональные структурные единицы внутренней области (Внутренних Карпат)

Северная граница прежней Словацкой глыбы, Перипиенинский разлом, перекрыта на границе Внешних и Внутренних Карпат различными горными породами; проекция этой границы на современной поверхности должна находиться в северных окрестностях зоны клиппов. Южная граница глыбы также погребена, однако она имеет более сложную конфигурацию и определяется менее четко, чем северная. Система Дунайских сбросов может быть принята за западную границу глыбы; область, расположенную за этими дислокациями (к югу), мы считаем переходной к древнему основанию Восточных Альп. В восточной части зона, образующая переход к древнему основанию Большой Венгерской равнины, также была нарушена; она окаймляется вулканическими комплексами Черхата, Матры и южного Бюкка.

На западе и юго-западе области древнее основание погребено под осадочными породами молодых депрессий (часть Венского бассейна и Малой Венгерской равнины) и обнажается только в ядре структурного поднятия Малых Карпат. На юге и юго-востоке оно покрыто молодыми вулканическими породами и отложениями, слагающими ответвления Большой Венгерской равнины.

На востоке древнее основание круто погружается в глубину по системе меридиональных нормальных сбросов Горнада; донеоидные формации горста Земплин мы считаем самыми восточными его выходами на поверхность.

Самый молодой структурный ярус неоидного чехла, т. е. (в этом случае) неогеновые отложения внутренних депрессий и молодые вулканические породы, занимают обширные площади Внутренних Карпат, беспорядочно перекрывают их центральную зону, а на западе протягиваются до флишевой зоны.

В донеоидное время древнее основание имело форму неправильного и асимметричного свода с приблизительно овальными контурами. Внутренняя структура свода имела ха-

рактер весьма асимметричного мегаантиклинория, в южной части которого были распространены более молодые палеозойские формации. С точки зрения тектонической консолидации основание временно достигало состояния полумассива или квазимассива, как, например, в эпиварисцийское время. В неоидную эру оно утратило черты массива, было сильно деформировано, дислоцировано и частично даже сужено, а его северные части стали большим ядром современного Западно-Карпатского мегаантиклинория. Уже первоначально дугообразный Перипиенинский разлом был еще более изогнут в неоидную эру, когда он стал зоной, вдоль которой система древнего основания внутренней области была надвинута на внешнюю область. Отдельные части древнего основания вместе с неоидной толщей в различной степени были затронуты геосинклинальными и орогеническими процессами: они подверглись различным внутренним деформациям и были включены в неоидные структуры.

Основываясь на главных особенностях донеоидной структуры, явлениях тектонического омоложения, имевших место в начале неоидного времени (т. е. исходя из влияния этого омоложения на палеогеографию, фации, вулканизм поздней перми и частично среднего карбона), и учитывая современные неоидные структуры, в области Внутренних Карпат можно выделить следующие главные (дотретичные) структурные единицы:

1) линейный «клипповый» антиклинорий;
2) Фатро-Татранскую мегаантиклинорную систему (включающую ряд относительно самостоятельных структурных поднятий и депрессий и горст Земплина);
3) Гронский синклинорий;
4) Вепорский антиклинорий;
5) Сложный Спишско-Гемерский антиклинорий (с частным Спишским синклинорием и северным краем синклинория Карст);
6) Синклинорий Карст (южной Словакии и северной Венгрии).

Древнее основание этих главных структурных единиц претерпело продольное, часто интенсивное, неоидное разрывообразование, но характер расположения его частей, в целом автохтонный, сохранился. В деталях, так же как и в целом, с этого времни фундамент приобрел неоидную глыбово-зональную (как, например, в Высоких Татрах и окружающих их районах), а местами чешуйчатую структуру (например, в южной части Вепорских гор).

Аллохтонное положение можно наблюдать главным образом в некоторых частях неоидного чехла и только в пределах первых трех крупных структурных единиц (1—3). В других

областях даже неоидные толщи являются автохтонными, хотя в некоторых местах они отделены дифференциальными движениями от субстрата. Лишь совсем второстепенные чешуи основания занимают аллохтонное положение вместе с неоидными толщами.

Северный край прежнего Словацкого массива, основание зоны клиппов, занимает до некоторой степени независимое положение, в некоторых местах имеет отличный от самого массива состав и иногда протягивается вплоть до центральной зоны. Этот край, однако, захоронен на глубине.

Мегаантиклинорная Фатро-Татранская система занимает почти весь центральный регион. На карте она представляет собой относительно широкую и сплошную полосу, которая окаймляет зону клиппов с юга по всей ее длине. Она значительно сужается на востоке (в браниской части) и затем вновь расширяется. Эта сложная в общих чертах мегантиклинорная система первоначально была областью, носившей преимущественно мегасинклинорный характер. Она включает ряд хорошо выраженных частных структурных поднятий (первоначально представлявших собой антиклинории) с обнаженным древним основанием и ряд структурных депрессий (синклинориев), характеризующихся сложной дислокационной или иногда покровной тектоникой. На ее контакте с клипповым антиклинорием расположена зона с отчетливо выраженным депрессионным характером, которая развивалась, подобно смежной зоне клиппов, начиная с поздней перми или в некоторых местах — с карбона. Движения по крутым разрывам в Фатро-Татранской области имеют иногда очень молодой возраст. В целом Фатро-Татранская система обладает мозаичным характером, и ее современная структура соответствует преобладающей глыбовой структуре омоложенного древнего основания.

Частные поднятия преобладают над структурными депрессиями, которые, кроме ранних неоидных формаций, выполнены третичными, главным образом палеогеновыми, породами. Древнее основание нигде не обнажено. Депрессии были образованы на основе сложных синклинороподобных структурных форм; в генетическом отношении их можно так называть, хотя и с некоторой осторожностью, даже в их современном виде. Главные из них следующие: Жилина, Подгале, Липтов-Спиш, Шариш, Нитра, Верхняя Нитра и Турьец. Синклинории, трансформированные в депрессии с третичным выполнением, характерны для северной половины центральной области, особенно области, примыкающей к клипповому антиклинорию; эти черты еще сохраняются в нескольких более мелких выходах палеогена (северная часть Малых Карпат, окрестности Тренчина).

Структурные поднятия («ядерные горы») заключают в своих ядрах обнаженное древнее основание и образуют следующие горные хребты (с запада на восток): Малые Карпаты, Поважский Иновец, Трибеч, Стражовские горы (с ядрами Сухи и Малая Магура), Жиар, Малая Фатра, Высокие Татры, западная часть Низких Татр, Браниско-Черна Гора и горст Земплина. Эти структурные поднятия были приподняты с образованием высоких гор только в третичное время, в основном в неогене, и возникли из более ранних меловых структур, которые независимо от покровных явлений в неоидном чехле имели вид антиклинориев. Поэтому мы и говорим о них как об антиклинориях, принимая во внимание, естественно, условный характер этого термина и специфическую природу рассматриваемых структур. Это же относится и к синклинориям всей Фатро-Татранской системы.

Поднятие Браниско-Черна Гора занимает несколько независимое положение. Его можно назвать Горнадским антиклинорием.

На юге к Фатро-Татранской системе с запада на восток примыкают три другие крупные структурные единицы центральной области: Гронский синклинорий, Вепорский антиклинорий и сложный Спишско-Гемерский антиклинорий. Относительно друг друга они располагаются кулисообразно. Ограничивающие их тектонические линии сходятся восточнее и образуют Грон-Спишскую виргацию.

Гронский синклинорий занимает юго-западный склон Низких Татр, бассейн Банска-Бистрица, часть Зволенской возвышенности и западную половину Верхне-Гронского бассейна. Он приурочен к тектонически ослабленной зоне, которая к юго-западу погружается под вулканические породы Кремница-Штьявницких рудных гор и которая проявилась в виде депрессии уже в поздней перми и частично в среднем карбоне, как это следует из наличия на ее продолжении к юго-западу выходов этих отложений (район Штьявницких гор; O. Fusán, J. Šalát, 1953).

Гронский синклинорий—сложная структура, которая состоит частично из покровов. Древнее основание обнажается из-под неоидного чехла сложного строения на южном краю синклинория, в антиклинальной Любетовской подзоне, которая образует переходное звено к Вепорскому антиклинорию.

Вепорский антиклинорий также имеет сложное тектоническое строение. Он состоит из хорошо обнаженного древнего основания, разбитого надвигами на продольные зоны, и остатков сильно денудированного неоидного чехла. Антиклинорий включает Вепорские горы (Вепорское рудогорье), восточную половину Низких Татр и западную часть Спишско-Гемерских рудных гор с мезозойским карстом

Мурани. Он делится на три тектонические подзоны, из которых южная, Когутская, занимает в значительной мере независимое положение и отличается по составу своего цоколя. На юге Вепорский антиклинорий погружается под палеозой Западно-Гемерского выступа; на востоке антиклинорий переходит в так называемый *осевой перегиб Когута,* уходя под молодые палеозойские породы, относящиеся уже к системе Спишско-Гемерского антиклинория.

Сложный Спишско-Гемерский антиклинорий занимает большую часть Спишско-Гемерских рудных гор и состоит главным образом из центрального Воловецкого антиклинория. На северном крыле, на площади так называемой Спишской дуги, этот антиклинорий окаймляется частным Спишским (Северо-Гемерским) синклинорием, а на юге — краем синклинория Словацкого карста. Антиклинорий сильно денудирован и на большом протяжении лишен неоидного чехла. К западу толщи древнего основания соединяются в пределах поперечной структурной депрессии с Когутским осевым перегибом Вепорского антиклинория; далее к западу они протягиваются в виде узкой зоны — Западно-Гемерского выступа.

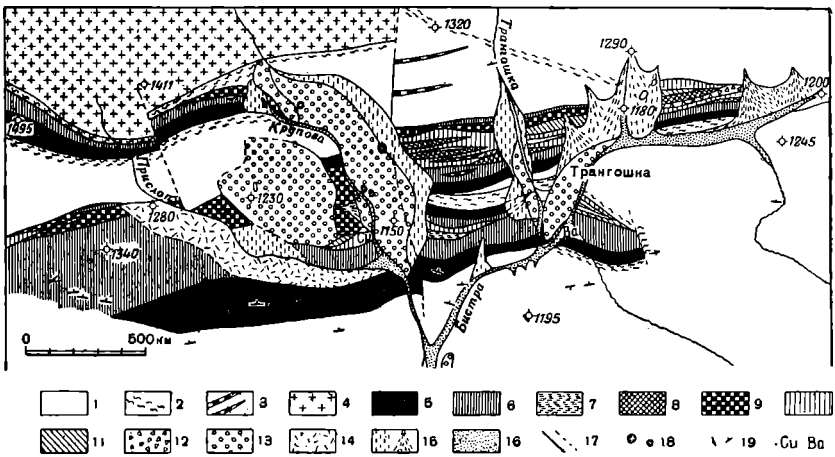
На контакте Спишско-Гемерского антиклинорного поднятия с Когутской зоной возникла поперечная синклинальная депрессия, связывающая Спишский синклинорий на севере с синклинорием Словацкого карста. Существование подобного же соединения на глубине предполагается на восточном погружении Воловецкого антиклинория (Кошице-Ясовское замыкание).

В пределах указанных выше структурных единиц могут быть выделены тектонические зоны и подзоны второго порядка.

Так, например, В. Улиг (V. Uhlig, 1903) отмечал, что в зоне «ядерных хребтов», соответствующей приблизительно нашей Фатро-Татранской зоне, кристаллические ядра гор группируются в две зоны — внешнюю и внутреннюю. В настоящее время нам известно, что восточные ядра северной зоны ядерных горных хребтов (Низкие Татры и Бранско-Черна Гора) состоят из нескольких тектонических единиц (зон), направление и границы которых определяются допалеогеновой тектоникой, тогда как индивидуализация мегантиклинальных структур (ядер), в строении которых участвуют эти связанные друг с другом зоны, относится к более позднему времени.

Структура отдельных зон или подзон осложняется частными структурами второго порядка, размеры которых измеряются километрами, — виргациями, складками, надвиговыми чешуями — большей частью северной вергенции. Классиче-

ским примером служат хорошо известные структуры Высоких Татр — складки дигитации вершин Червене и Гевонта. Массив Дюмбьерских гор (часть Низких Татр, относящаяся к Фатро-Татранской зоне) разделен глубокими узкими синклиналями с круто падающими крыльями (Трангошская синклиналь и др.) на несколько антиклиналей (приложение II, разрез *1*



Фиг. 8. Геологическая карта средней части синклинали Трангошка в Низких Татрах (V. Zoubek, 1937).

Кристаллический комплекс. 1 — граниты, мигматиты; *2* — милонитовые зоны; *3* — амфиболиты; *4* — биотитовые кварцевые диориты (дюмбьерского типа).

Нижний триас. 5 — базальные кварциты; *6* — верфенские сланцы.

Средний триас. 7 — темные рассланцованные известняки; *8* — темные известняки гуттенштайнского типа; *9* — «рауваккн» (милонитовая фация доломитов); *10* — доломиты; *11* — светлые, частично ороговикованные известняки.

Лейас. 12 — известняковая брекчия.

Четвертичные отложения. 13 — плейстоценовые гравийные отложения; *14* — кварцитовый делювий; *15* — делювий вообще; *16* — аллювий; *17* — сбросы; *18* — поверхностные карстовые пустоты; *19* — простирание и падение сланцеватости; *20* — неоидная рудная минерализация: Cu — месторождение тетраэдрита, Ba — месторождение барита и галенита.

Схема иллюстрирует тектонический тип субвертикальных синклинальных ядер Дюмбьерской подзоны Фатро-Татранской зоны. Синклинальная зона здесь сдвоена и состоит из двух синклиналей, разделенных узкой антиклинальной зоной. Мезозойские комплексы синклинальных ядер в некоторых местах имеют приблизительно симметричное расположение, при котором сохранились оба крыла синклинали; мы имеем дело здесь главным образом с более или менее однокрылыми синклинальными ядрами, одно крыло которых было почти полностью редуцировано. Интенсивное расслоение отражается в линзоподобной форме отдельных пластов и в тектоническом воздействии на доломиты с образованием «ячеистых известняков» («рауваккн»).

и фиг. 8). Кроме того, структура усложнена надвигом гранодиоритового тела Низких Татр на кристаллические сланцы, происшедшим, вероятно, по первоначальной нижней контактовой плоскости языкоподобной интрузии, подвергшейся тектонической активации (приложение II, разрез *2*). В северо-западной краевой части Дюмбьерских гор, на переходе в осевую депрессию гор Белка-Фатра, верхние части кристаллического основания и его осадочного чехла в субстрате

мезозойских покровов были собраны в опрокинутые складки и разбиты небольшими надвигами с образованием чешуй (J. Koutek, 1930; приложение III, разрезы *1* и *2*). Подобные структурные осложнения известны и в других ядерных горных хребтах Фатро-Татранской зоны.

Границы частных тектонических единиц (зон, подзон) часто перекрыты более молодыми формациями. Только в самой центральной части внутренних Карпат, где древнее основание обнажается на обширных площадях (Низкие Татры, Вепорские горы), эти границы могут быть точно установлены.

Северная часть этой обнаженной площади, сложенной породами древнего основания, представляет собой южную продольную Фатро-Татранскую подзону, т. е. подзону (антиклинорий) Дюмбьера.

Дюмбьерская подзона в своей западной и восточной частях примыкает к Гронскому синклинорию, в восточной части — непосредственно к самому северному краю Вепорской (Кракловской) подзоны по Чертовицкому надвигу (фиг. 9). Последний образует в то же время южную границу Гронского синклинория, в частности границу южной (Любетовской) подзоны.

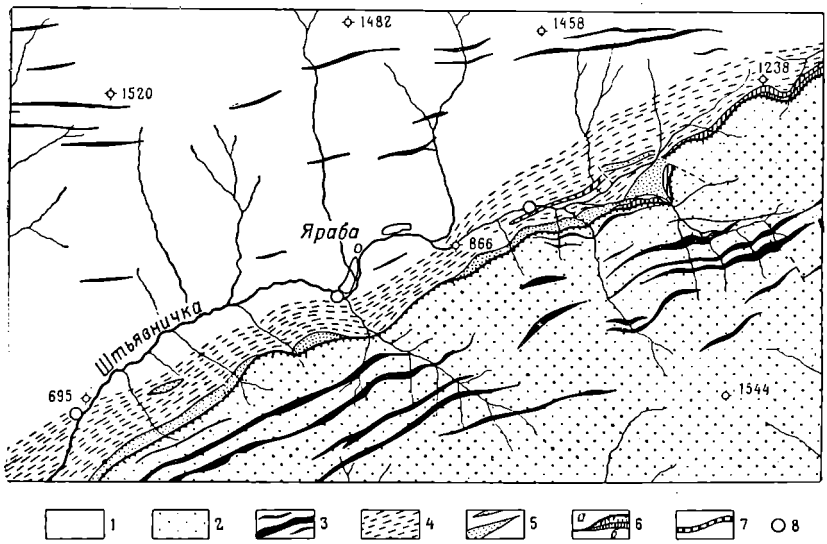
Любетовская подзона (приложение III, разрез *3*) составляет связующее звено между Гронским синклинорием и Вепорским антиклинорием и выклинивается к северо-востоку вдоль Чертовицкого надвига. Она имеет характер антиклинория; ее фронтальная часть (северное крыло) была опрокинута во время поздних фаз тектонических движений и захватила при этом перекрывавшие ее покровы мезозойских слоев (В. Зоубек).

Кракловская подзона Вепорского антиклинория, лежащая южнее Чертовицкого надвига, представляет частное антиклинальное поднятие, почти лишенное неоидного чехла. В западной части, где Кракловская подзона перекрывает тектоническое препятствие (т. е. площадь Дюмбьерского осевого поднятия), Чертовицкое нарушение имеет умеренно крутое падение и носит характер взброса. На площади восточной поперечной осевой депрессии этот разрыв приобретает характер субгоризонтального надвига; внешняя часть Кракловской подзоны, непосредственно подстилающая субтатранские покровы, смята в лежачие (до ныряющих) складки (дигитации), «захватившие» даже некоторые части верхних покровов (В. Зоубек; см. приложение II, разрез *4*).

Кракловская подзона отделена от расположенной далее к югу подзоны Кралова-Голя разрывом Погореля (приложение III, разрез *3*). Последняя представляет собой антиклинорий, характеризующийся, однако, более простой структурой без осложняющей складчатости неоидных формаций и без

каких-либо чешуй. Его осадочный чехол, сложенный карбоновыми и мезозойскими породами карста Мурани, довольно хорошо сохранился в восточной поперечной депрессии.

Большой Мурань-Дивинский разрыв отделяет подзону Кралова-Голя от южной, значительно более независимой,



Фиг. 9. Тектонический контакт Фатро-Татранской и Вепорской систем (Дюмбьерская и Кракловская подзоны) в районе Чертовицкого перевала в Низких Татрах (V. Zoubek, 1935).

1 — кристаллический комплекс Дюмбьерской подзоны (гранитогнейсы, мигматиты, парагнейсы); *2* — кристаллический комплекс Кракловской подзоны (парагнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, большей частью подвергшиеся диафторезу); *3* — амфиболиты; *4* — милониты, развитые в Дюмбьерской подзоне под надвинутым Кракловским кристаллическим комплексом, *5*, *6* — чешуи осадочного чехла Дюмбьерской подзоны; *5* — кварциты (нижний триас); *6а* — милонитовые дериваты доломитов (ячеистые известняки, «рауваккн» — средний триас); *6б* — известняки (средний триас); *7* — кварцевые жилы; *8* — минеральные источники.

Схема иллюстрирует взбросовый (до надвигового) характер контакта отдельных подзон и связь неоидных гидротермальных жил и современных минеральных источников с тектоническими линиями или тектоническими зонами.

Вепорской подзоны, т. е. от Когутской зоны. Последняя разбита продольными разрывами на несколько тектонических надвиговых чешуй. Согласно М. Магелю и М. Машке, контакт Когутской зоны с подзоной Западно-Гемерского выступа и подзонами Спишско-Гемерского антиклинория не тектонический, а обусловлен трансгрессивным налеганием среднего карбона на когутскую серию.

Тектонические границы между рассматриваемыми подзонами по большей части были заложены очень рано и характеризуются очень сложным развитием. Они имеют характер взбросов, которые на глубине имеют падение от среднего до

крутого, а близ поверхности переходят в надвиги, с падением от среднего до почти горизонтального.

Для Спишско-Гемерского антиклинория также можно провести структурное подразделение. На северо-востоке асимметричный Спишско-Гемерский антиклинорий на поверхности не имеет резких границ, так как здесь широко распространены неоидные толщи. На северо-востоке этот антиклинорий по разрыву Маргецани, имеющему большое значение, примыкает к Горнадскому антиклинорию. Обе эти структурные единицы восточнее секутся меридиональным Горнадским разрывом и системой сопряженных сбросов, большая часть которых имеет весьма древний возраст. Севернее Спишско-Гемерский антиклинорий окаймляет Спишская подзона, которая выделяется особенно благодаря Спишскому синклинорию и антиклинальной полосе Чрмел, примыкающей к разрыву Маргецани. От средней (Воловецкой) подзоны, которая имеет характер брахиантиклинорного поднятия, Спишская подзона отделяется Гнилецким разрывом, падающим круто или под средними углами к югу. Южная Гемерская подзона представляет собой неполное южное крыло антиклинория и образуется северным краем Словацкого карста. Она отделяется от Воловецкой подзоны Рожнявским разрывом (линией Рожнявы), круто падающим к северу. Гемерская подзона образует переход и в то же время северную часть северного крыла крупного Карстового синклинория (Словацкий карст и Северо-Венгерский карст), в пределах которого на территории Словакии древнее основание не обнажается. Самые древние породы, выходящие на поверхность на этой площади, относятся к верхней перми. Развитие рассматриваемого синклинория можно четко проследить начиная с позднего палеозоя, особенно в среднем карбоне и затем в поздней перми.

Главные региональные структурные единицы внешней области (Внешние Карпаты)

См. «Развитие Западных Карпат в палеогене» (стр. 232) и «Развитие Западных Карпат в неогене» (стр. 248) настоящей книги.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗАПАДНО-КАРПАТСКОЙ СИСТЕМЫ

Развитие и состав древнего основания во внешней области (Внешние Карпаты) рассматривается на стр. 232—240 и ниже, а также в статьях, посвященных тектоническому развитию Чешского массива. Развитие древнего основания во внутренней области (Внутренние Карпаты) рассматривается ниже.

РАЗВИТИЕ ДОНЕОИДНОЙ СЛОВАЦКОЙ ГЛЫБЫ

М. Машка, В. Зоубек

Наиболее ранняя и структурно самая нижняя (из обнаженных) часть прежней Словацкой глыбы представлена кристаллическим комплексом, который мы называем *татранской серией,* или в региональном смысле — *Татрикумом.* Она образует центр роста (ядро) куполообразного древнего основания (еще донеоидного) и представляет собой самый нижний обнаженный структурный этаж [1]. Северная граница Татрикума, по крайней мере в некоторых местах, соответствует южной границе клипповой зоны. Его южная граница проходит по Мурань-Дивинскому разрыву, а далее к востоку — по разрыву Маргецани. Татрикум образует ядра частных поднятий (ядерные горы) Фатро-Татранской системы, за исключением Малых Карпат; кроме того, он слагает также субстрат

[1] Докембрийские кристаллические сланцы Внутренних Карпат можно объединить в два комплекса, которые различаются главным образом по степени метаморфизма. Пока нельзя однозначно решить, относятся ли эти два комплекса к одному и тому же докембрийскому структурному этажу или они образуют два этажа различного возраста. Они разделяются разрывами. Здесь они описываются нами как два независимых структурных этажа (поздне- и раннепротерозойские) при условии, однако, что, возможно, мы имеем дело с частями одного и того же, вероятно ассинтского этажа.

Гронского синклинория и большей части Вепорского антиклинория, за исключением Когутской зоны. Самые западные его выходы приурочены к ядрам Поважского Иновца и Трибеча, восточные обнаружены в Браниско. Кристаллические сланцы Земплинского горста также можно отнести к Татрикуму.

Татранская серия представляет собой интенсивно метаморфизованный (до мигматизированного) комплекс относительно монотонных пелитовых (до псаммитово-пелитовых) осадочных пород геосинклинального типа, имеющих большую мощность (вероятно, 3—5 *км*); в некоторых местах комплекс содержит продукты основного геосинклинального магматизма. Первичные осадки имеют ранне- или среднепротерозойский возраст. Складчатость и метаморфизм относится к протерозойскому (возможно, интраальгонкскому) времени.

Интенсивность мигматизации возрастает по направлению к более глубинным уровням метаморфизма и к центру куполообразной докембрийской структуры Татрикума. Она достигает максимума в метасоматических гранито-гнейсах Низких Татр.

Более молодые структурные ярусы этой раннепротерозойской эры на обнаженных площадях неизвестны.

На юге и в некоторых местах на севере к Татрикуму примыкает комплекс мезометаморфитов, образующий более верхний, «позднепротерозойский» структурный этаж. На юге эти породы слагают южную часть Вепорского антиклинория — Когутскую зону, — от которой этот комплекс и получил название когутской серии. На западе к нему относится значительная часть кристаллического ядра Малых Карпат (за исключением гармонийской серии); последнюю можно рассматривать как переход к толще слюдяных сланцев в горах Лейта и Розалиен Восточных Альп. Южная граница Когутской зоны представлена на современной поверхности эродированным трансгрессивным краем позднего палеозоя Спиш-Гемера (Западно-Гемерский выступ и Когутский осевой перегиб). Когутская серия погружается к западу под третичные вулканиты и осадочные породы внутренних депрессий.

Когутская серия в ее дометаморфическом состоянии представляет собой геосинклинальную формацию мощностью около 3 *км*. Она характеризуется преобладанием пелитовых (до пелито-псаммитовых) пород с прослоями основных начальных магматитов, а также с характерными, но редкими прослоями известняков и рассланцованных лидитов. Время образования первичных осадков соответствует, вероятно, позднему протерозою (альгонку sensu stricto). По общему литостратиграфическому разрезу серии видно, что она может состоять из нескольких стратиграфических единиц.

Интенсивная складчатость и сопровождавший ее метаморфизм имеют, вероятно, ассинтское происхождение. Среди продуктов метаморфизма преобладают двуслюдяные сланцы, часто содержащие гранат. Верхние структурные горизонты позднего протерозоя не представлены на современной поверхности.

В северных зонах когутская серия слюдяных сланцев содержит также первично-орогенические (синкинематические) интрузивные тела ортогнейсов. Мезоортогнейсы подобных типов находятся в гальках верхнемеловых конгломератов клипповой зоны. Это и другие местонахождения экзотических галек, так же как другие данные, позволяют сделать заключение, что даже на севере, в южных окрестностях Перипиенинского разлома, находится зона промежуточных метаморфических пород, вероятно аналогичных породам когутской серии. Эта зона как раз на ее контакте с татранской серией полностью перекрыта более молодыми осадочными породами. В некоторых местах породы серии протягиваются, вероятно, дальше на юг от клипповой зоны, например в районе севернее Высоких Татр и восточнее последних. Таким образом, мы можем говорить (гипотетически) о существовании ранней пиенинской серии, также имеющей позднепротерозойский возраст.

Татранская серия и кристаллические сланцы когут-пиенинской группы прорваны большими интрузиями посткинематических гранитоидов, большей частью имеющих подлинную гранитную текстуру. Учитывая частичную общность их региональных особенностей и географического распределения, мы условно объединяем эти породы в один Татро-Вепорский кристаллический комплекс.

Помимо этого донеоидного полигенетического интрузивного комплекса, здесь существует частично обнаженный Гемерский гранитоидный комплекс (меловой) и экструзивно-интрузивный молодой вулканический (третичный) комплекс.

Гранитоиды Татро-Вепорского интрузивного комплекса относятся к двум или трем интрузивным фазам.

К более ранним фазам относятся резко преобладающие биотитовые плагиограниты (биотитовые кварц-диориты, трондьемиты, татриты) и гранодиориты, а к самым молодым — автометаморфизованные граниты. Все они отличаются отсутствием летучих компонентов (бора, фтора и других, за исключением H_2O и CO_2 в автометаморфизованных гранитах). Эндогенная минерализация, связанная с ними генетически и парагенетически, не установлена. Жильные породы (гранит-порфиры и лампрофиры) встречаются очень редко.

Гранитоиды более ранних фаз обнаружены в обоих структурных этажах; автометаморфизованные граниты в Когутской зоне еще не установлены.

В отличие от более ранних синкинематических гранитоидов, образовавшихся метасоматически в ядре купола Татрикума, интрузивный Татро-Вепорский комплекс представляет собой настоящие магматические интрузии, беспорядочно прорывающие всю допалеозойскую структуру. Эти интрузии дают начало широко распространенной и интенсивной мигматизации кристаллических сланцев, образующих их чехол, которая отличается от более ранней мигматизации беспорядочным проникновением кварц-полевошпатовой «неосомы» и часто ее «гипидиоморфной» кристаллизацией. Поздние орогенические граниты в приконтактовых зонах часто сильно контаминированы ассимилированными ксенолитами кристаллических сланцев чехла. Отдельные интрузивные тела нередко приобретают форму плоских языков (Западные и Низкие Татры).

Как свидетельствуют часто наблюдаемые ориентированные структуры, гранодиориты более ранней интрузивной фазы интрудировали еще под влиянием слабых тектонических движений. Однако граниты более молодой, автометаморфизованной группы характеризуются отсутствием такой правильной ориентированной структуры; они могли интрудировать после окончания тангенциальных движений рассматриваемого цикла тектогенеза.

Возраст всего интрузивного комплекса точно еще не установлен. Вплоть до настоящего времени предполагалось, что он имеет варисцийский возраст; эта точка зрения поддерживается большинством геологов и подтверждается контактовым влиянием некоторых интрузий на девонские или силурийские известняки (Малые Карпаты). В последние годы было высказано предположение о вероятности докембрийского (ассинтского?) возраста большинства гранитоидных интрузий (М. Машка); часть из них может считаться каледонскими.

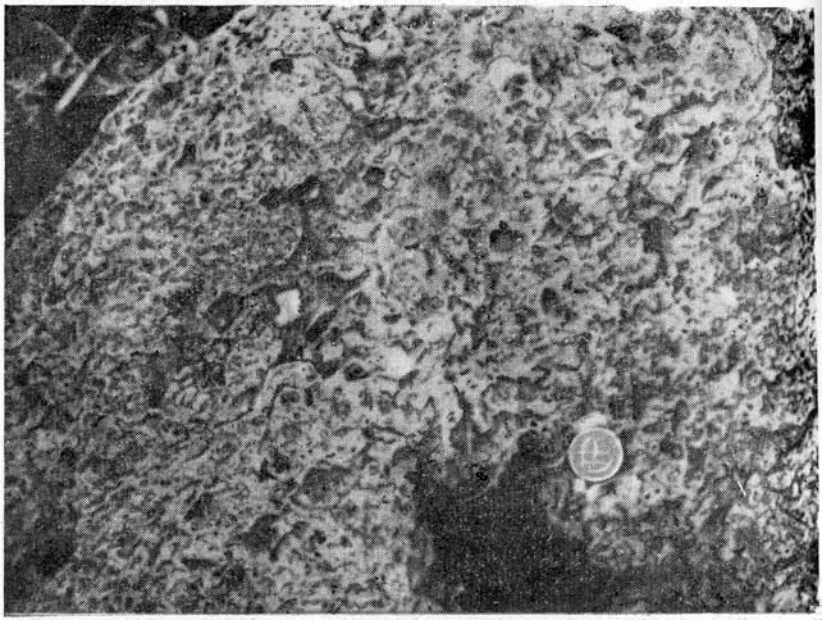
Определения абсолютного возраста татранских гранитоидов показали величины, соответствующие варисцийскому времени (калий-аргоновый метод; Й. Кантор). Если принять во внимание общую неоидную деформацию и физическое воздействие в неоидную эру, эти значения нельзя считать вполне достоверными без подтверждения результатами анализов, проведенных другими методами. Несмотря на то что в настоящее время данные многочисленных анализов (J. Kantor, 1953), по-видимому, подкрепляют предположение о варисцийском возрасте преобладающей части гранитоидов Западных Карпат, вопрос остается открытым.

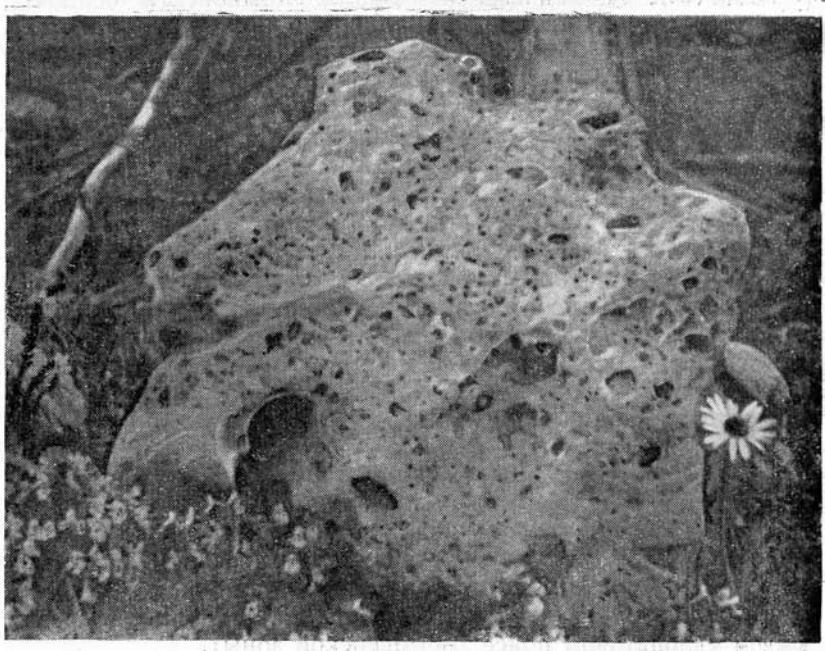
РЕТРОГРАДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ЭПИМЕТАМОРФИЗМ ИХ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В. Зоубек

Ретроградный метаморфизм докембрийских комплексов частично проявился еще в палеозое (см. ниже), но главным образом в неоидное время. Неоидные тектонические деформации докарбоновых кристаллических пород, т. е. докембрийских метаморфических пород ката- и мезозоны и гранитоидов интрузивного Татро-Вепорского комплекса, проявились, помимо образования крупных и мелких (складчатых и трещинных) нарушений, в изменении текстуры и минералов и в новой эпизональной перекристаллизации. Процессы этого ретроградного метаморфизма (диафтореза) происходили по большей части под воздействием растворов, имевших, по крайней мере частично, абиссальное ювенильное происхождение, т. е. они были обогащены углекислотой и в некоторых местах — бором. Во всех породах, метаморфизованных в неоидное время, часто присутствует анкерит, главным образом в виде микролитовых включений, а местами даже мелкие иглы турмалина; они представляют собой рассеянную форму неоидной сидеритовой минерализации. Компоненты осадочного чехла докембрийских комплексов, т. е. те породы, которые не были перекристаллизованы в донеоидное время и остались связанными с кристаллическим субстратом, испытав вместе с ним все деформации, подверглись аналогичному, в этом случае естественно, прогрессивному метаморфизму. Верхние, отделенные тектонически и более или менее перемещенные части мезозоя остались неметаморфизованными.

В комплексах донеоидного основания (с ассоциированными автохтонными частями их осадочного чехла) самый слабый ретроградный метаморфизм проявился во внешних зонах, т. е. в кристаллических сланцах Фатро-Татранской зоны. Он выразился в хлоритизации биотита, серитизации и альбитизации плагиоклаза, катаклазе минеральных составных частей (волнистое погасание кварца, изгибание слюд, микродислокации полевых шпатов) (фиг. 10 и 11). Более интенсивное изменение ограничивается в Фатро-Татранской области локальными зонами дифференциальной деформации, в которых образовались даже рассланцованные милониты (диафториты). Мощность этих зон в большинстве случаев колеблется от одного до нескольких, реже нескольких десятков, метров и только в отдельных случаях превышает 100 *м* (например, в южном милонитовом поясе Дюмбьерской зоны).





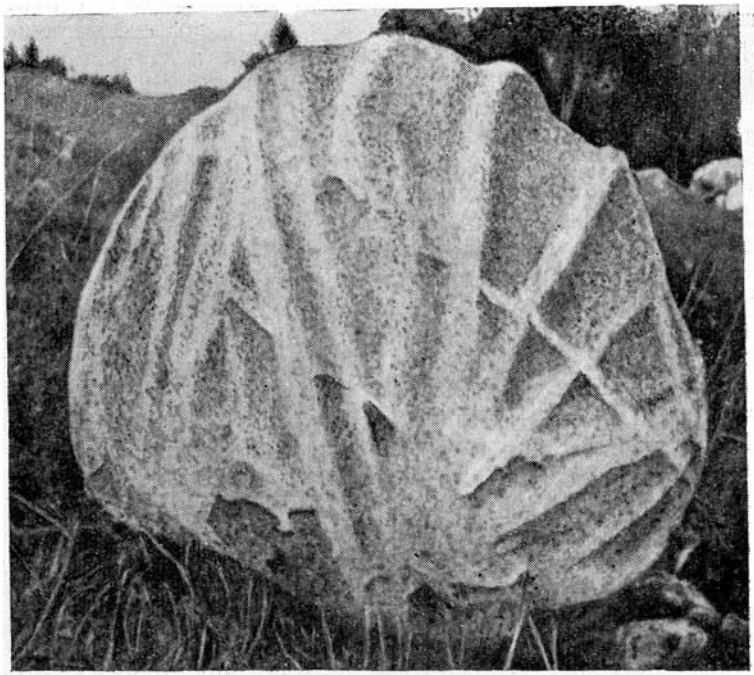
Зоны милонитизации, в которых наблюдаются структурные и минералогические изменения, часто возникают в непосредственном субстрате неоидного чехла и спорадически — в отдельных продольных и поперечных зонах дислокаций.

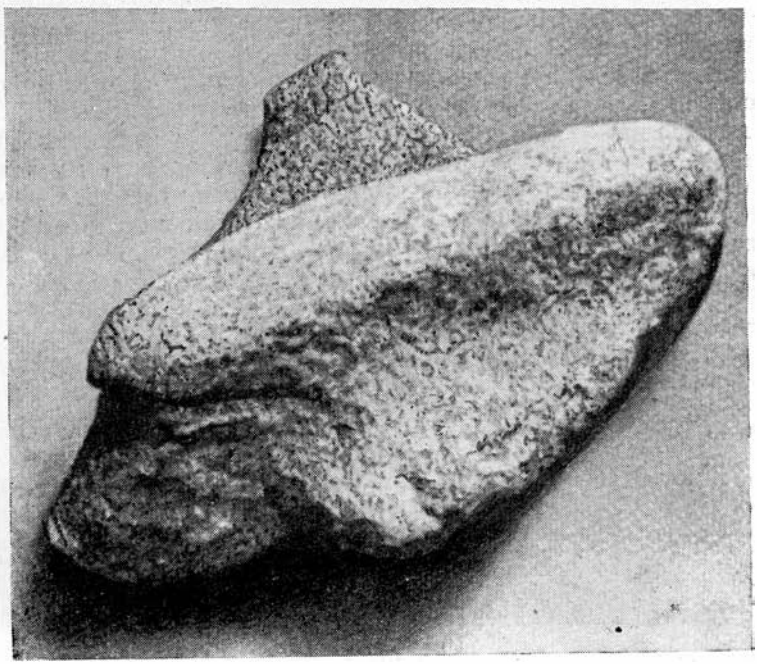
Большая интенсивность неоидного метаморфизма в южных зонах Словацкой глыбы, расположенных далее к югу (начиная с Любетовской зоны), выражается в более высоком содержании диафторитов, которые в некоторых участках преобладают над реликтами первичных, или, точнее, менее метаморфизованных пород, и более полной и более грубозернистой диафторической перекристаллизации. В дополнение к обычным минералам эпизонального ретроградного метаморфизма (мусковит, хлорит, альбит, цоизит-эпидот, лейкоксен) появляются минералы более глубокой части эпизоны (светлый низкотемпературный биотит, крошечные выделения граната и идиоморфные кристаллы титанита величиной около 0,5 *см*). Характерная геохимическая особенность состоит в привносе в южные зоны Вепорского антиклинория, помимо бора (турмалина) и CO_2 (анкерита), MgO (магнезита, талька, части хлорита; М. Кужварт).

Зоны наиболее мощного ретроградного метаморфизма возникли благодаря интенсивным дифференциальным движениям по тектонически активированным плоскостям (например, в гранитоидах подзоны Кралова-Голя в субстрате их осадочного чехла). В некоторых случаях диафторезу подверглись обширные (шириной до нескольких километров) зоны кристаллических пород. Эти зоны очень четко прослеживаются вследствие филонитового диафтореза (фиг. 12) всех пород, тогда как преобладающая часть или все породы по своему минералогическому составу превращаются в эпизональные метаморфиты, которые характеризуются хлоритом, мусковитом (серицитом), альбитом, эпидотом, цоизитом, титанитом. Новая, вторичная неоидная деформация наиболее четко проявилась в породах, первоначально имевших гранитную текстуру (гранитоиды, фиг. 13), и в породах, не измененных в

Фиг. 10. Пример неоидной тектонической переработки мезозойских пород, в результате которой вдоль плоскостей нарушений за счет среднетриасовых доломитов в Карпатах образовались брекчированные ноздреватые породы. Последние представляют собой часть «раувакк» (ячеистых известняков), развитых в этой области (V. Zoubek, 1931).

Образцы взяты на контакте осадочного чехла Любетовской подзоны с Хочским надвигом на южном вепорском склоне долины Грона, западнее Подбрезова. Этот пояс представляет собой реликт тектонически рассланцованной среднетриасовой осадочной оболочки Любетовской подзоны под надвигом Хочского покрова. В более плотной желтоватой неокристаллической массе кальцита заключены угловатые обломки доломита, «изъеденные» реликты которых меньше сопротивляются выветриванию. На выветрелой поверхности они кажутся пустотами; сначала они были угловатыми (нижнее фото), затем под влиянием климатических факторов приобрели округлую форму (верхнее фото). Кроме обломков доломитов, в брекчии встречаются также обломки верфенских сланцев.





более ранние фазы тектогенеза (породы осадочного чехла). По плоскостям неоидной сланцеватости возникают отчетливые *B*-линейные структуры; их региональное отклонение от горизонтального положения (как правило, под небольшим углом) контролируется поднятиями и депрессиями шарниров.

Каледонское и варисцийское развитие

М. Машка

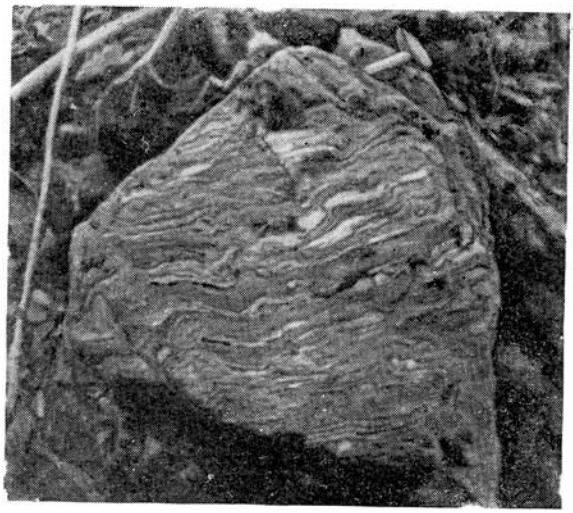
К докембрийским комплексам примыкает каледонский структурный этаж. Последний появляется в Спишско-Гемерских рудных горах, где он сложен мощной серией Гелница, и, вероятно, Малых Карпатах, как часть гармонийской серии, т. е. часть слабее метаморфизованного комплекса Малых Карпат (Б. Камбел).

Серия Гелница представляет собой слабо метаморфизованную геосинклинальную формацию большой мощности (около 2—3 *км*). По существу серия состоит из двух частей. Нижняя часть составляет почти всю мощность комплекса и отличается развитием терригенных осадков без карбонатных пород и продуктов интенсивного, преимущественно кислого, вулканизма. Верхняя часть имеет сравнительно небольшую мощность и отличается фациальным развитием осадочных пород и отсутствием продуктов кислого вулканизма: лишь местами в ней наблюдаются проявления слабого основного вулканизма. Она содержит больший процент силицитов (лидитов), карбонатных пород и графитовых сланцев с пиритом. Возраст первичных осадков нижней части соответствует

Фиг. 11. Глыбы дюмбьерских кварцевых диоритов с карнизоподобными формами выветривания. Самая слабая степень неоидной тектонической переработки донеоидных гранитоидов Фатро-Татранской зоны (в Дюмбьерской подзоне) (V. Zoubek, 1931).

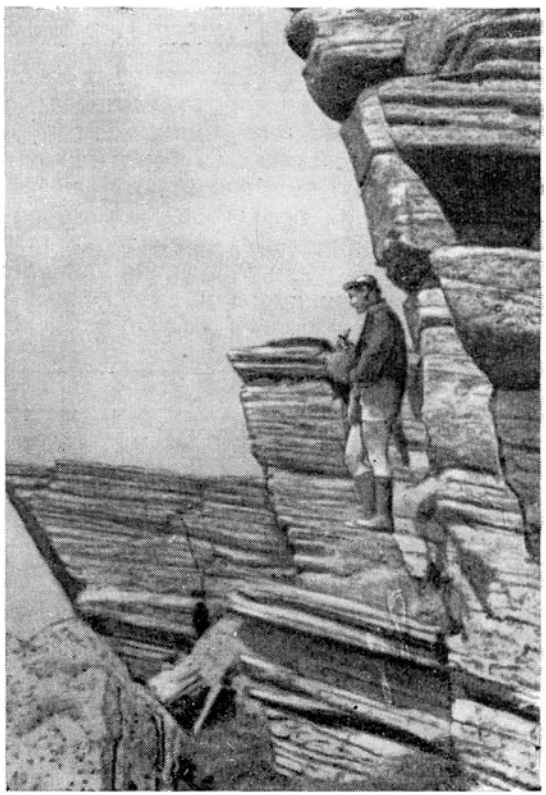
В преобладающей части гранитоидов отсутствуют отчетливые (макроскопически) следы неоидных деформаций. Первичные трещины отдельности в гранитах усложнены сетью трещин неоидного тектонического происхождения (верхнее фото).

Большая часть гранитов затронута лишь слабым частичным диафторезом (частичная хлоритизация и эпидотизация биотита, частичное превращение плагиоклаза в серицит + соссюрит + альбит, катаклаз кварца, слабая деформация слюд и т. д.). Полный диафторез, т. е. полное превращение первичной катазональной минеральной фации в эпизональную (олигоклаз + биотит + кварц → альбит + серицит + цоизит + эпидот + хлорит), наблюдается лишь в пределах действия растворов, циркулирующих по трещинам, т. е. на расстоянии от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров от соответствующей трещины; фронт превращения продвигается по совершенно ровным плоскостям. Вдоль стенок трещин таким путем развиваются зоны мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, эпизональная минеральная фация которых лучше приспособлена к поверхностным условиям; поэтому они лучше сопротивляются поверхностному выветриванию и выделяются в виде выступов (напоминая дайковые породы) из катазональной массы. По трещинам часто происходили смещения отдельных блоков, сопровождавшиеся милонитизацией поверхности боковых пород (~ 1 *мм*).



Фиг. 12. Мусковито-хлоритовые слюдяные сланцы, подвергшиеся диафторезу (В. Зоубек).

Пример наиболее сильной степени неоидной тектонической переработки кристаллического основания Центральных Карпат. Хлорит-мусковитовые филлитовые породы образовались в результате диафтореза парагнейсов. Хорошо видна система согласных кварцевых прожилков (латеральная секреция избыточного SiO_2, выделявшегося при мусковитизации полевых шпатов). Краковская подзона Вепорского антиклинория, южнее Подбрезова.



Фиг. 13. Донеоидные граниты, рассланцованные в донеоидное время; почти горизонтальное положение плоскостей рассланцевания (Z. Pouba, 1959, стр. 210).

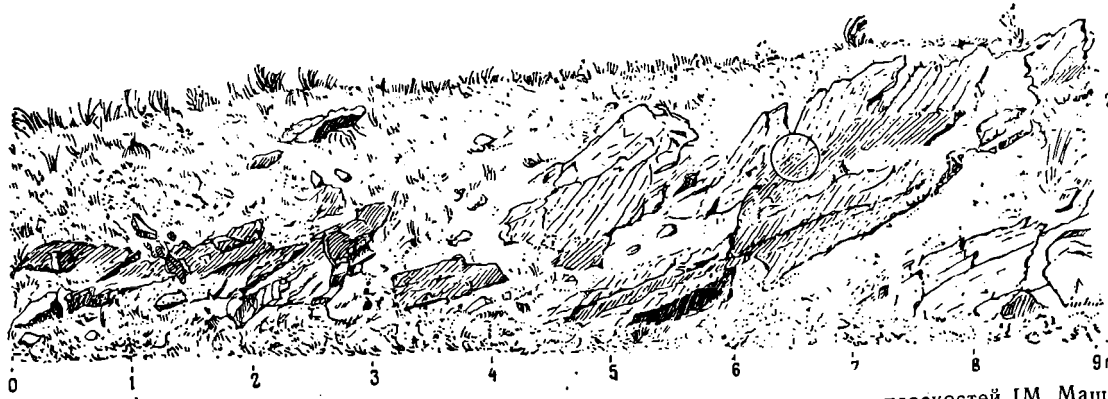
Подзона Кралова-Голя Вепорского антиклинория. Снимок сделан на гребне Низких Татр.

ордовику, верхней — силуру и, возможно частично, самым низам девона. Возраст метаморфизма — позднекаледонский.

Спишско-Гемерские рудные горы (стр. 186) — большая и сложная структура, напоминающая асимметричный антиклинорий. В ее строении участвуют серия Гелница, варисцийские (D, C_1?, C_2) и неоидные (P_2, мезозойские, третичные) комплексы.

Каледонские комплексы, обладающие общей северной вергенцией складчатых и кливажных структур (фиг. 14 и 15), образуют основание, а также ядро (Воловецкое каледонское ядро) антиклинория. Они слагают, следовательно, главным образом среднюю, или Воловецкую, подзону Спишско-Гемерского антиклинория, а в южных окрестностях разрыва Маргецани — также антиклинальную полосу Чрмел, которая отделяется от Воловецкого ядра Спишским синклинорием. Эти комплексы протягиваются от Спишско-Гемерского антиклинория к западу в виде незначительной части географически независимой зоны палеозоя, Западно-Гемерского выступа. Последний на карте имеет вид апофизы, которая ответвляется от основного антиклинория. Еще дальше к западу каледонские комплексы погружаются в пределах Западно-Гемерского выступа под толщу позднего палеозоя, которая покрывает также их контакт с когутской серией, и затем — под мезозойские и третичные отложения.

В целом зона, которая включает каледонские комплексы, имеет приблизительно широтное простирание и окаймляет, большей частью параллельно, ассинтскую Когутскую зону слюдяных сланцев с ее предполагаемым продолжением к Малым Карпатам. В соответствии с общими палеогеографическими условиями и с тем фактом, что каледонское море наступало с юга, можно предположить, что каледонский структурный этаж образует сплошную зону (в большей своей части погребенную) в южной части Словацкой глыбы. Возможно, что южнее Малых Карпат она первоначально была связана с каледонской зоной северной грауваккoвой зоны Восточных Альп. Каледонские комплексы простираются также к югу за границы Словацкой глыбы. В этом направлении они выходят на поверхность в окрестностях озера Балатон в Венгрии и затем восточнее. Небольшие их выходы встречаются также, вероятно, в горах Уппони, в окрестностях гор Бюкк, т. е. снова в пределах Словацкой глыбы. Такое распределение свидетельствует о том, что северная и южная грауваккoвые зоны Восточных Альп объединяются в восточном направлении в один довольно большой бассейн осадконакопления. От этого бассейна отходит ветвь, вдающаяся во внутренние части массива Восточных Альп и характеризующаяся особыми



Фиг. 14. Кливаж скалывания с хорошо заметным преломлением кливажных плоскостей [М. Машка; зарисовка Пражака (O. Pražák, 1954)].

Породы представлены слабо метаморфизованными кислыми ордовикскими туфами и туффитами с прослоями темных или черных (графитовых) филлитов (серия Гелница). Преломление кливажных плоскостей наблюдается очень часто в Спишско-Гемерских рудных горах и особенно хорошо выражено в серии Пипитка. Оно позволяет провести более точный микротектонический анализ, так же как и использовать кливаж в качестве критерия для определения вергенции структур и для решения проблемы «кровли и почвы» (т. е. нормального или опрокинутого залегания слоев. — *Ред.*). Западный склон поперечной долины в восточных окрестностях деревни Генковце, северо-западнее Рожнявы.

фациями, несущими уже некоторые квазиплатформенные черты (палеозой Граца, Австрия).

Варисцийский структурный этаж развит во Внутренних Карпатах более беспорядочно. Тем не менее в нем можно выделить три структурных яруса.

Фиг. 15. Крутые складки с отчетливой северной вергенцией в слоистых силицитах (лидитах) силурийской формации серии Гелница [М. Машка; зарисовка Пражака (O. Pražák, 1954)].

Слои в окрестностях обнажения залегают с общим южным падением.

Можно видеть, что перекрывающие слои не смяты. Обнажение представляет п имер резко дисгармоничных складчатых структур, которые, по крайней мере в своих деталях, очень типичны для всей этой области. При образовании складок в некоторых антиклиналях и синклиналях между отдельными слоями образовались небольшие клинья породы. Эти клинья представляют собой измененные остатки пород полностью редуцированных крыльев. Обнажение расположено южнее деревни Бетлар, в районе Рожнявы.

К нижнему структурному ярусу относятся лишь редко встречающиеся девонские отложения (возможно, что к этому ярусу относится также и серия Пипитка). Средний структурный этаж делится на два подэтажа — нижнекарбоновый (сомнительный) и среднекарбоновый. Кроме того, встречаюся редкие намюрские отложения. В настоящее время они перекрыты неоидными формациями и известны только в переотложенном материале. В действительности они образуют самостоятельный структурный подэтаж, хотя с одинаковым успехом их можно было бы отнести к нижнекарбоновому

структурному подэтажу. Верхний варисцийский этаж представлен спорадически, по современным представлениям только в Земплинском горсте

Девонские породы выходят на поверхность на территории Словакии в Спишско-Гемерских рудных горах, где они представлены слабо метаморфизованной филлито-диабазовой серией, возраст которой устанавливается косвенно по ее геологическому положению.

Филлито-диабазовая серия, которая окаймляет весь северный край Воловецкого антиклинория и частично подстилает Спишский синклинорий, представляет собой осадочно-вулканогенную геосинклинальную формацию мощностью не менее 1 *км,* сложенную преимущественно основными туфами и туффитами. Наиболее вероятный ее возраст — средне- или верхнедевонский; ее складчатость и слабый региональный метаморфизм имеют бретонский возраст. Образование интрузивного комплекса гранодиоритов также связано с началом бретонской складчатости. Эти интрузивные тела внедрились в филлито-диабазовую серию, а местами также в серию Гелница.

В результате бретонской складчатости в северном крыле Воловецкого антиклинория образовался узкий синклинорий, в котором контакт филлито-диабазовой серии с серией Гелница был усложнен взбросом (Гнилецкая линия). Движения по нему повторялись в ходе дальнейшей геологической истории. Поскольку филлито-диабазовая серия была развита первоначально южнее Гнилецкой линии, она подверглась денудации (площадь структурного поднятия); это происходило, вероятно, еще в нижнем карбоне.

Наличие скрытых на глубине девонских отложений (характеризующихся аналогичным возрастом, складчатостью и метаморфизмом) можно предполагать также в южных частях прежнего Словацкого массива, например под триасом и верхним палеозоем в синклинориях Словацкого и Северо-Венгерского Карста. В Малых Карпатах по крайней мере часть (известняки, сланцы) слабо метаморфизованной гармонийской серии имеет девонский возраст (по данным палеонтологических исследований Р. Горно и И. Хлупача). Среднедевонское море могло проникнуть в Словацкую область с юга и юго-востока. К девону может относиться также серия Пипитка (см. ниже).

Бретонская складчатость и метаморфизм достигли кульминации в конце девона (аналогично Чешскому массиву). Раннепалеозойские толщи, смятые и метаморфизованные в в результате каледонского тектогенеза, подверглись дополнительной деформации и новой метаморфической кристаллизации в течение бретонских процессов. Следы варисцийских

деформаций (Überprägung) плохо различимы. Можно предполагать, что более древние толщи, например южные части татранской серии и серии Когута, также подверглись подобной деформации. Складчатые и разрывные структуры бретонского времени снова обнаруживают северную, часто северо-западную вергенцию.

Более интенсивные тектонические и метаморфические процессы были, очевидно, ограничены лишь южными частями Словацкого массива. Однако они повлияли на дальнейшее тектоническое и палеогеографическое развитие массива и представляли собой главную эпоху тектогенеза варисцийской эры, сменившуюся поднятием и сравнительно длительным послебретонским перерывом.

Другая серия, более молодая по сравнению со складчатостью филлито-диабазовой серии и генетически связанной с ней габбро-диоритовым комплексом, представлена гранитоидным интрузивным комплексом. Наиболее характерные его представители развиты в Фатро-Татранской области. В Спишско-Гемерских рудных горах на поверхности обнажаются только милонитизированные гранитоиды Сирк, Железник и Турчок в Западно-Гемерском выступе. Кварцевые диориты Добшина, которым мы условно приписываем позднесудетский возраст, а также малые интрузии в Когутской зоне могут относиться к бретонскому интервалу.

Только незначительная часть карпатских гранитоидов может относиться к судетскому времени. Еще более молодой варисцийский возраст едва ли может быть доказан с помощью геологических доводов.

Предположение об отсутствии более молодых варисцийских гранитоидов по сравнению с Чешским массивом (М. Машка) косвенно подтверждается поразительным отсутствием в Карпатской области варисцийской эндогенной рудной минерализации. Месторождения магнезита, сидерита, медных руд, галенита, антимонита и других подобных минералов всегда имеют в Карпатах (насколько их возраст может быть определен) неоидный, меловой (тип Спишско-Гемерских рудных гор) или третичный (тип Кремница, Штьявница) возраст. Однако главной причиной отсутствия варисцийской гидротермальной минерализации служит, несомненно, геохимический характер варисцийского магматизма (В. Зоубек; см. выше).

Породы нижнего карбона могут быть встречены только в Спишско-Гемерских рудных горах, где развита слабо эпизонально метаморфизованная флишоидная формация — серия Пипитка. В своем первоначальном состоянии она представляла собой в основном различные сланцы, грауваковые сланцы, граувакки и глинистые песчаники, прослои аркозовых

песчаников и аркозов, мелкозернистые конгломераты и другие породы, а также спорадические прослои слоистых или рассланцованных силицитов (радиоляритов) и кислых вулканогенных пород (тонко- и более грубозернистые туфы, туффиты и частично также единичные эффузивные покровы); наблюдались также вулканические породы среднего состава и признаки наличия основных пород.

Серия Пипитка трансгрессивно перекрывает непосредственно породы каледонского этажа и достоверно установлена только в области развития последнего. Как правило, она встречается в виде прерывистых выходов. В южном крыле Воловецкого купола наблюдаются более или менее ее сплошные выходы с погружением слоев к югу под пермские отложения так называемой *железник-ясовской серии*. Фации и распределение пород серии Пипитка в Спишско-Гемерских рудных горах, а также в северной Венгрии свидетельствуют, что ее формирование происходило в условиях непрерывной тектонической активности. В то время как на юге были отложены флишоидные породы, в северных зонах внутренних Карпат, вероятно, происходили поднятия и довольно сильные тектонические изменения. Эти движения последовали за определенной эпохой тектогенеза; учитывая стратиграфический возраст (D_1 или C_1) этой серии, мы можем говорить здесь о позднекаледонской или бретонской эпохе. В настоящее время первый вариант (D или D_1) более предпочтителен.

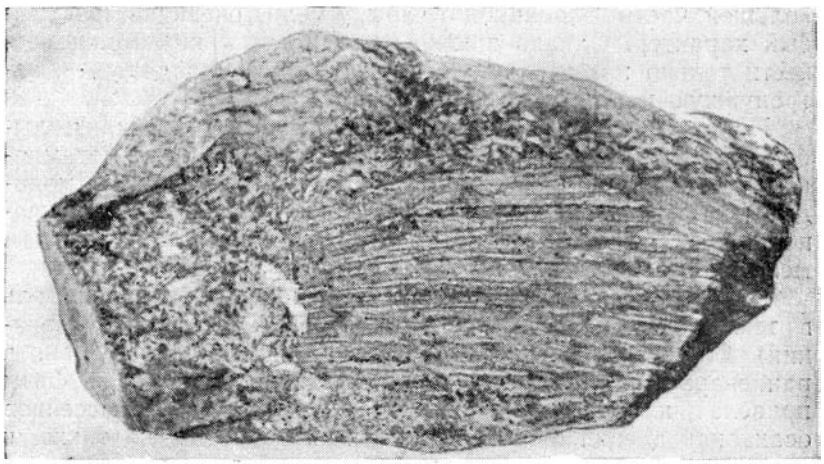
Тектонические движения, под воздействием которых рассматриваемая серия была смята в складки, были направлены к северо-западу и северу, опять к центру Словацкой глыбы. Эти движения также имеют бретонский (или судетский?) возраст.

Во всяком случае, в судетский интервал в Карпатах протекали последние тектонические процессы, относящиеся к варисцийской эре, которые могли вызвать интенсивную складчатость и метаморфизм. Более молодые фазы тектогенеза, рудногорская и астурийская, выражены гораздо менее четко. Слабый региональный метаморфизм толщ посленижнекарбонового возраста — результат тектонических процессов мелового периода.

К концу судетской фазы тектогенеза можно отнести образование гранитоидного комплекса не очень большого размера, к которому относятся упоминавшиеся выше кварцевые диориты (в Добшине), выходящие на поверхность. Раннебретонские габбро, уже претерпевшие дислокации или даже слабо метаморфизованные, образуют в них ксенолиты (фиг. 16). С другой стороны, диориты уже находятся в гальках базальных слоев среднекарбоновой (лубеникской) серии.

Возможно, что образование гранитоидов Малых Карпат и некоторых пород в Фатро-Татранской области падает на отрезок времени, последовавший за судетской фазой.

Период, во время которого Карпаты представляли собой сушу, продолжался до начала морской карбоновой (московской, или башкиро-московской) трансгрессии, т. е. до позднего намюра. В течение этого периода главным образом действовали процессы денудации континентального рельефа Сло-



Фиг. 16. Варисцийский добшинский кварцевый диорит с ориентированной текстурой, сформировавшейся в неоидное время, и с ксенолитом полосчатого амфиболового габбро. [Коллекция М. Машки (M. Máška, 1954).]

Ориентировка темноцветных минералов в габбро и кварцевом диорите различна; отчетливо видно, что в габбро она более раннего происхождения, чем интрузия диорита. Добшина, южная сторона плотины.

вацкого массива, который был ровным, не будучи еще поднятым орогеническими движениями до образования гор. Кроме того, отложились погребенные в настоящее время породы, которыми был представлен рудиментарный послесудетский структурный подъярус. Это относится к несплошным и пространственно ограниченным угленосным осадочным породам нижненамюрского возраста (В. Гавлена), имеющим, вероятно, большей частью континентальное происхождение. Эти породы были отложены недалеко от Перипиенинского разлома, что можно заключить по нахождению галек и «квазиэкзотических» глыб темных аркозовых песчаников, сланцев и углей в верхнемеловых породах клипповой зоны района среднего течения реки Вага. Если эти породы были отложены и в других депрессиях Словацкой глыбы, то они стали вновь

неразличимыми благодаря складкообразованию и поднятиям рудногорской фазы. Нижненамюрские осадки, как континентальные, так и морские, в настоящее время неизвестны ни в Спишско-Гемерских рудных горах, ни в других местах Внутренних Карпат.

Рудногорская фаза тектогенеза, проявившаяся в середине намюра, на всей территории Чехословакии была менее интенсивной по сравнению с более ранними фазами. Деформации, которые происходили в течение этого интервала времени на большей части Словацкой глыбы, имели, очевидно, разрывный характер. Однако в южных областях к ним можно отнести только интенсивную дополнительную складчатость, затронувшую намюрскую серию.

Породы нижнего намюра, установленные в гальках и глыбах в районе Вага и других районах, совершенно не метаморфизованы, так же как и все позднекарбоновые и более молодые породы северных областей Словацкой глыбы, в противоположность южным областям, где проявился метаморфизм мелового возраста.

Рудногорская тектоническая фаза играла большую роль в тектоническом омоложении (повторном разрывообразовании) Словацкой глыбы, значительно консолидированной в ранневарисцийское время. Релаксация в конце этой фазы привела к опусканию и образованию новых бассейнов осадконакопления, особенно в южных областях, но также и в пределах разбитой сбросами Словацкой глыбы.

Среднекарбоновый структурный подъярус относительно большой протяженности уже обладал некоторыми признаками более позднего неоидного геосинклинального погружения. Помимо основных площадей его развития, т. е. Спишско-Гемерского мегаантиклинория, Горнадского антиклинория и юго-восточной половины Вепорского антиклинория, осадочные породы этого структурного подъяруса принимали участие в строении юго-западного погребенного продолжения Гронского синклинория (окрестности Банска-Штьявница; O. Fusán, J. Šalát, 1953) и Вагского синклинория, примыкающего к зоне клиппов между Малыми Карпатами и Жилиной. Местонахождение этой формации в восточных окрестностях, т. е. в западном и северо-восточном крыльях антиклинориев Поважского Иновца, Сухи и Малой Магуры, служит указанием на присутствие среднего карбона в последнем синклинории. Можно предполагать, что выходы, протягивающиеся в Вагский и Гронский синклинории, представляют относительно узкие северные апофизы большого среднекарбонового бассейна осадконакопления, распространявшегося к югу. Этот бассейн охватывал южные части Словацкого массива, продолжался за его пределы и к западу переходил в область

осадконакопления Восточных Альп. Среднекарбоновый структурный подъярус совершенно самостоятельно трансгрессивно перекрывает все более ранние структурные единицы или примыкает к ним. Наиболее полно он представлен в Спишско-Гемерских рудных горах с Западно-Гемерским выступом и в его более далеких окрестностях. Этот подъярус образован сравнительно мощным комплексом пород среднего карбона, слабо метаморфизованных в процессе меловой складчатости. Комплекс, который мы называем лубеникской серией, представляет собой стратиграфическую единицу, накопление которой началось в связи с морской трансгрессией, распространявшейся с юга, продолжалось и достигло максимума в течение относительно устойчивого и продолжительного господства моря и закончилось, по крайней мере в северных районах Словацко-Венгерского бассейна осадконакопления, паралическими условиями, регрессией и, наконец, общей эмерсией. В соответствии с этим лубеникская серия сложена тремя литологически относительно самостоятельными формациями, которые, однако, постепенно переходят одна в другую без несогласий и больших перерывов в процессе осадконакопления и без каких-либо резко выраженных изменений. Первоначальная мощность этой серии в Спишско-Гемерских рудных горах достигала значений от 500 до 1000 *м*, а в некоторых местах, возможно, и до 1500 *м*.

В более южных частях бассейна осадконакопления, вероятно, присутствует уже верхняя часть башкирского яруса; московский ярус, хорошо доказанный в этих местах палеонтологически, имеет повсеместное распространение. Однако самая верхняя часть московского яруса (аналогичная вестфалю *D*) на словацкой территории, по-видимому, отсутствует. Верхний карбон (C_3) в этой серии также не развит.

Нижняя формация представляет собой литоральные осадки, светлые, зеленоватые или сероватые, среднезернистые до алевритовых аркозы, полевошпатовые песчаники и кварциты с довольно редкими прослоями от серых до черных сланцев, а также мелкообломочных конгломератов. В некоторых местах, например в Добшине, начало осадконакопления запоздало и нижний комплекс оказался замещенным местной фацией преимущественно зеленых конгломератов и псаммитов. В других местах (Рудняни и окружающие районы) начало осадконакопления настолько задержалось, что временной эквивалент аркозокварцитовых конгломератов отсутствует и осадконакопление началось совершенно специфической локальной фацией, соответствующей по времени только средней формации.

Средняя формация представлена типичными морскими слоистыми карбонатными породами, содержащими продукты

основного подводного вулканизма. Она сложена главным образом серыми и графитовыми пелитами, от серых до черных алевритами, известняками, преимущественно органогенными и синеватыми, часто принадлежащими типичной криноидной фации, далее — доломитовыми известняками и доломитами, а также диабазовыми туффитами, туфами и эффузивами. В некоторых местах в этом комплексе наблюдается переслаивание различных пород другого состава; в Западно-Гемерском выступе в большом количестве развиты кварцитовые сланцы и темные слоистые силициты (лидиты). В результате задержки осадконакопления на северном краю Спишско-Гемерских рудных гор в некоторых местах (Рудняни и др.) присутствует локальная фация молассоидного типа.

Верхняя, уже паралическая регрессивная формация сложена преимущественно светло- и темно-серыми, синеватыми до черных циклически отложенными песчаниками, сланцами и кварцитовыми конгломератами, часто с весьма тонкими пропластками углистых сланцев или даже тонкими мелкими линзами антрацита, в настоящее время графитизированного (мощностью от нескольких сантиметров до одного метра) и с редкими прослоями темных морских известняков и пелитов. Основные вулканические породы встречаются здесь крайне редко.

Осадочные породы среднего карбона вне Спишско-Гемерских рудных гор представлены менее полно и сильнее эродированы.

Опускание и морская трансгрессия достигли максимума в области Южной Словакии в интервал времени, соответствующий образованию верхней формации. Одновременно действовал наиболее интенсивный подводный вулканизм основной магмы, который, как правило, сопровождал эвгеосинклинальное опускание бассейнов осадконакопления. Эти фактические данные отражают некоторые главные особенности, которыми отличается геотектоническое развитие Карпатской провинции от развития Чешского массива в каменноугольное время.

Смена морского осадконакопления паралическим угленосным находится в очевидной связи с тектонической активностью в области Внутренних Карпат, которая вызвала образование несогласия по краям первичного бассейна, а местами даже небольшое угловое несогласие (например, в Безникском районе). Эта тектоническая фаза названа нами *раннеастурийским интервалом тектогенеза* (стр. 74). Более слабые движения продолжались также в течение всего среднекарбонового осадконакопления. Вместе с раннеастурийскими несогласиями эти движения представляли прелюдию к собственно астурийской фазе тектогенеза. В целом тектоническая

активность носила скорее характер диктиогенических движений [1], хотя она вызвала важные гипсометрические, а с течением времени и палеогеографические изменения, так же как и первое довольно значительное омоложение рельефа, частично отразившееся в образовании паралических отложений. В течение «раннеастурийской прелюдии» (или собственно астурийского интервала?) на сравнительно небольшой глубине образовались интрузивные тела основных и ультраосновных пород (Сирк, Плоска, Брезничка и др.); в целом они представляют среднекарбоновый основной интрузивный комплекс небольшого значения.

Можно, следовательно, предположить, что раннеастурийская тектоническая активность фактически послужила началом всей поздневарисцийской эпохи, во время которой произошло поднятие гор, т. е. горообразование в географическом смысле. С этого времени доминирующую роль играли дифференциальные вертикальные движения, которые типичны для дальнейшего тектонического развития вплоть до начала поздней перми.

Астурийский процесс тектогенеза в целом — наиболее важное геотектоническое событие поздневарисцийской эпохи. Однако этот процесс не вызвал метаморфизма. Он привел к значительным палеогеографическим и гипсометрическим изменениям и к образованию в области Словацкой глыбы главной части доцехштейновых разрывных и разрывно-складчатых структур; кроме того, он играл основную роль в формировании горных цепей в географическом смысле. Астурийская тектоническая мобильность была ответственна за медленное, но длительное поднятие Словацкой глыбы и смежных частей Венгрии, которое продолжалось до конца карбона. В позднемосковское время среднекарбоновое море отступило к югу, а в конце его полностью ушло из Внутренних Карпат.

Во внутренней Западно-Карпатской области сформировался холмистый, гористый, а в некоторых местах высокогорный рельеф. Однако поднятие не было общим. Некоторые грабеновые зоны, образовавшиеся в астурийскую фазу, сохранились; тем самым были подготовлены бассейны для озерной молассоидной седиментации в небольших межгорных депрессиях. На современной поверхности такие молассоидные осадочные породы верхнего карбона (C_3), а, возможно, также нижней перми (P_1) развиты лишь в Земплинском горсте. Продукты этого локального континентального осадконакопления служат единственными представителями рудиментарных

---

[1] Термин *диктиогенические движения*, введенный С. Бубновым, примерно отвечает понятию волновых или волнообразно-колебательных движений, которое встречается в советской литературе. — *Прим. ред.*

верхнекарбонового (C_3) и нижнепермского (?) структурного подъярусов.

Между астурийской и заальской тектоническими фазами Словацкая глыба вела себя, несмотря на частичное разрывное омоложение, как довольно сильно консолидированная (полукратоническая) единица. В то время она представляла собой сушу, временно связанную с Русской платформой и с чешской частью (площадью Чешского массива) эпивариссцийской платформы. Даже в это время Словацкая глыба не утратила своей подвижности, которая быстро увеличилась в начале неоидной эры (уже в поздней перми).

Ранней пермью в Западных Карпатах закончилась варисцийская эра, так же как и донеоидное развитие их древнего основания (в том смысле, в котором этот термин употреблялся выше; см., например, стр. 25).

Мы считаем позднепермское осадконакопление введением, а заальскую тектоническую активность прелюдией к неоидному геосинклинальному опусканию и развитию Западно-Карпатской области.

Заальская тектоническая активность привела прежде всего к дифференциации и морфологическому омоложению рельефа Словацкой глыбы и вследствие релаксационного разрывообразования — к новому опусканию. В локальных депрессиях, частично носивших характер опускающихся тектонических грабенов, в континентальных и аридных условиях отлагался псефитовый (преимущественно брекчиевый) и псаммитовый детрит. Только в южных частях Словацкой глыбы возникли аридные паралические и даже морские условия. Тектонические движения, происходившие перед осадконакоплением и в процессе его, во многих местах сопровождались даже магматизмом, часто имевшим довольно большое значение, по большей части кислым (эффузии кварцевых порфиров; гипабиссальные тела микрогранитов — в Кракловской и Любетовской подзонах), а в некоторых зонах иногда и основным (Гемерская подзона). По Перипиенинскому разлому могли также внедриться кварцевые порфиры и гипабиссальные тела автометаморфизованных гранитов (микрогранитов), известных только в качестве галек в меловых конгломератах. Континентальные отложения верхней перми на площади Словацкой глыбы имеют довольно широкое распространение. По хорошо известным их выходам они могут быть сгруппированы в две основные продольные полосы: полосу Ваг-Подгале, следующую по направлению Перипиенинского разлома в его южных окрестностях, и Грон-Горнадскую, проходящую от Гронского синклинория и Грон-Спишской виргации к востоку в Спишскую подзону Спишско-Гемерского антиклинория и в Горнадский антиклинорий. Позднепермская морская транс-

грессия, пришедшая с юга, из северной Венгрии, достигла только южных границ Словакии. Морские и аридно-паралические верхнепермские отложения в настоящее время выходят на поверхность только в южной половине Спишско-Гемерского антиклинория, где они образуют сравнительно мощный комплекс пород, смятых и слабо метаморфизованных в течение мела, описываемых под названием железник-ясовской серии (М. Машка). Эти выходы сочленяются непосредственно вдоль Когутского перегиба и косвенно в районе Кошице-Ясовского замыкания Спишско-Гемерского антиклинория с отложениями Грон-Горнадской полосы. Можно предположить, что южнее на глубине они соединяются с типично морскими отложениями верхней перми гор Бюкк и Уппония (северная Венгрия) через промежуточные выходы верхнепермских пород гор Рудабанья (М. Машка; например, разрез между Перкупа и Салонна). Основываясь на особенностях фаций, вулканизма, палеогеографии и тесной генетической связи верхней перми Гемерско-Северо-Венгерской области с нижним триасом, мы относим частный структурный ярус (подъярус) верхней перми уже к неоидной структурной системе, т. е. к неоидному чехлу основания прежней Словацкой глыбы. Поэтому в данной главе, посвященной донеоидному основанию Западных Карпат, мы не рассматриваем более детально верхнепермский частный структурный ярус.

Позднепермское осадконакопление закончилось слабой тектонической активностью пфальцской фазы, которая сменилась новым более обширным геосинклинальным опусканием. В некоторых местах пфальцские движения проявились в слабом угловом несогласии, с которым морские отложения нижнего триаса залегают на континентальных верхнепермских породах. Эти движения подготовили условия для морской трансгрессии на обширных площадях словацкой части опускающейся неоидной Средиземноморской геосинклинальной провинции, наступившей уже в раннем триасе.

В последние годы (после 1945 г.) кристаллический и палеозойский комплексы внутренней области (Внутренних Карпат) изучали следующие чехословацкие геологи: А. Абонии, Д. Андрусов, К. Барановичова, Й. Бартальски, Й. Бенё, Й. Бернард, А. Бели, В. Боучек, Й. Бистрицки, В. Цамбел, В. Чехович, В. Чекалова, И. Чиллик, М. Дрнзик, Т. Фурьел, О. Фусан, А. Горек, Т. Грегор, А. Гренар, Й. Гуля, Г. Галагиёва-Андрусовова, В. Гануш, М. Гарман, В. Гавлена, С. Гладик, Ф. Хмелик, Й. Илавски, М. Иванов, Й. Каменицки, Л. Каменицки, Й. Кантор, А. Клинец, Р. Корпель, Й. Коутек, Й. Котасек, Й. Ковачик, Е. Крист, Д. Кубини, Й. Кубишта,

М. Кутан, М. Кужварт, И. Леготски, Й. Литавец, Й. Лосерт, М. Магель, М. Маркова, Р. Маршалко, М. Мишик, А. Немчок, Ф. Немейц (фитостратиграфия карбона), Ф. Новак, С. Огурчак, П. Ончакова, Й. Пехо, В. Пикарт, М. Пиша, С. Полак, В. Побиш, Й. Попренак, З. Поуба, А. Пршибил, Й. Птак, И. Разложник, Й. Швартц, И. Снопко, Й. Шалат, Р. Шевчик, Й. Шуф, М. Тяпак, Л. Улегла, С. Варчек, Й. Вацлав, Й. Валах, В. Зорковски, авторы настоящей статьи и др. По многим вопросам, например тектоники, стратиграфии, метаморфизма, магматизма и т. д., представления многих из перечисленных авторов отличаются от только что изложенной концепции. Их представления и результаты оригинальных исследований довольно широко освещаются в книге Д. Андрусова (1958), к которой, так же как и к прилагаемому списку избранной литературы, мы и отсылаем читателей.

РАЗВИТИЕ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ В МЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

М. Магель, А. Матейка[1]

Новая фаза развития Западных Карпат начинается большой раннетриасовой трансгрессией. В триасе и вплоть до среднего мела эта фаза характеризуется резкой расчлененностью бассейна осадконакопления.

Триас. В раннем триасе можно выделить три бассейна осадконакопления, характеризующихся терригенной седиментацией: Гемеридный, Хочский и область ядерных горных хребтов, расположенную далее к северу.

Примечание

Гемеридная область включает во Внутренних Карпатах чехословацкую южную часть подзоны Кралова-Голя и Когутскую подзону Вепорского антиклинория, Спишско-Гемерский антиклинорий и Южно-Словацкий-Северо-Венгерский антиклинорий. Хочская область, за исключением северной части зоны Кралова-Голя, не выходит на современную поверхность в автохтонном положении. В область ядерных горных хребтов входят Кракловская подзона Вепорского антиклинория, Гронский синклинорий, Фатра-Татранская система и клипповый антиклинорий (А. Матейка).

Гемеридная область характеризуется комплексом сланцев и песчаников, достигающим мощности в несколько сот метров. Он представлен пестрыми, преимущественно красными породами, переслаивающимися с тонкими горизонтами кварцитов и спорадически с основными (диабазы и их туфы) и ультраосновными эруптивами; кроме того, к тому же комп-

[1] Текст, относящийся к мезозою Центральных Карпат, принадлежит М. Магелю, а к мезозою внешних флишевых Карпат — А. Матейке.

лексу относятся также обильные отложения сульфатов. В верхних его частях более часто встречаются пестроцветные мергелистые сланцы и мергели. В изолированных и невентилируемых водоемах, дно которых интенсивно опускалось, происходило интенсивное накопление темных пиритовых глин с прослоями известняков и кремнистых сланцев.

В Хочской области развиты пестрые, преимущественно красные глинистые сланцы с горизонтами песчанистых сланцев, песчаников и кварцитов. На интенсивное осадконакопление и опускание указывает мощность осадков, местами достигающая 1000 *м*, и многочисленные крупные тела мелафиров.

Комплекс кварцитов прибрежного характера и изменчивой мощности (до 350 *м*) типичен для зоны ядерных горных цепей. В основании залегают грубозернистые кварцитовые песчаники (до конгломератов) и аркозы, содержащие мелкие округлые гальки. Существенная часть комплекса, сложенная серыми и желтоватыми кварцитами и кварцитовыми песчаниками, местами обнаруживает градационную текстуру (graded bedding). В верхних горизонтах залегают пестрые, преимущественно красные глинистые сланцы с граувакками.

В течение верхнекампильского времени осадконакопление обломочного характера сменялось карбонатно-пелитовым. Эта смена типа осадков особенно ярко выражена в Гемеридной области, где присутствуют комплексы мергелей и известняков, мощность которых в некоторых местах достигает нескольких сот метров.

В Хочской области этот комплекс развит только спорадически и имеет небольшую мощность.

Находка *Myophoria costata* в северной области, в нижней части известняково-доломитового комплекса Высоких Татр, свидетельствует о том, что комплекс желтоватых доломитовых сланцев, доломитов и черных сланцеватых известняков также может относиться к самым верхам кампильских отложений.

Средний триас. Породы среднего триаса характеризуются мелководным известняково-доломитовым осадконакоплением в условиях открытого моря. В Гемеридной области нижний горизонт (нижний анизий) представлен преимущественно темными известняками и доломитами, верхний горизонт (верхний анизий и ладин) в основном — белыми известняками и доломитами, переполненными водорослями и гастроподами. Характерная особенность этой области состоит в расчленении ее на продольные зоны, различающиеся по литофациальному развитию и пространственному распределению. Южная и северная Гемеридные зоны, в некоторых местах разделенные на подзоны низшего порядка, сильно

отличаются друг от друга. Среднетриасовые отложения имеют сравнительно большую мощность, местами достигающую 500 *м*.

Анизий в Хочской области чаще всего представлен серыми и темными известняками, ладин — серыми доломитами, местами с *Algae*, иногда с криноидеями. В самых верхах ладина иногда встречаются серые и темно-серые кремнистые известняки (райфлингский тип) или коралловые и гравийные известняки. Мощность среднего триаса достигает 500—600 *м*.

В области ядерных горных хребтов нижняя часть среднего триаса чаще всего сложена темно-серыми известняками, часто с горизонтами доломитов и доломитовых известняков; верхняя часть состоит из темно-серых и серых доломитов. В целом пространственное распределение литофаций здесь менее закономерное, а мощность обычно меньше. Проявляются признаки фациального обособления осадочной оболочки и Крижнанской зоны. В последней наблюдается более правильное стратиграфическое распределение известняков и доломитов и большая мощность осадочных пород.

Верхний триас. Породы верхнего триаса в целом характеризуются большей фациальной изменчивостью. Продукты карбонатного осадконакопления, происходившего в основном в мелком открытом море, сохранились только в Гемеридной области. Карнийские отложения обычно представлены светлыми доломитами и белыми известняками; в норийском ярусе преобладают темно-серые известняки с кремнистыми сланцами, розовыми, комковатыми и белыми известняками с обильной брахиоподовой и коралловой фауной. Развитие мелководных известняков продолжалось вплоть до рэта.

В Хочской области уже в нижнем карнийском подъярусе карбонатный характер осадков нарушается появлением комплекса темных сланцев с песчаниками, так называемыми лунцкими слоями (мощностью 50—200 *м*). Однообразный размер песчаных зерен свидетельствует о переотложении уже отсортированного материала, снесенного с гранитных массивов. Лунцкие слои представляют собой мелководные осадки, образовавшиеся в условиях плохо вентилируемого моря (черный цвет пород, большое количество пирита, бедность фауной) нормальной солености (присутствие аммонитов). Большая часть верхнего триаса состоит из светлых доломитов; лишь в некоторых местах они содержат горизонты преимущественно белых известняков, особенно в норийском ярусе (400—500 *м*). Образование этих мелководных известняков продолжалось вплоть до рэта, темные органогенные известняки и черные известковистые сланцы которого содержат обильную фауну, особенно пластинчатожаберных и брахиопод.

В области ядерных горных хребтов характер отложений верхнего триаса меняется, и в зонах развития серии Крижна породы отличаются от пород осадочной оболочки ядер. В нижнем карнийском подъярусе доломитовый характер осадконакопления в серии Крижна нарушается образованием маломощного (10—20 *м*) комплекса лунцких слоев. Породы норийского яруса имеют характер типичного карпатского кейпера с пестроцветными, преимущественно красными глинистыми сланцами с пропластками кварцитов и доломитов (мощностью до 300 *м*). Материал псаммитов сносился с выступавших (в виде островов) кристаллических ядер. Образование лагунно-континентальных отложений кейпера в рэте сменилось трансгрессией моря на морфологически расчлененный рельеф. При этом образовались тонкообломочные мелководные сланцы от темно-серого до черного цвета, известковистые и песчанистые сланцы, слабо песчанистые криноидные и оолитовые известняки и плотные, а также ракушечные и коралловые известняки.

В серии оболочек ядер верхний триас или отсутствует (эмерсия), или представлен обломочными отложениями. В кейпере преобладают кварциты и песчаники до конгломератов включительно. Рэт в некоторых местах характеризуется фациальным развитием, идентичным наблюдаемому в серии Крижна. Чаще, однако, он отсутствует или замещен континентальными аргиллитовыми песчанистыми сланцами с горизонтами песчаников и кварцитов и континентальной флорой. Верхняя часть обычно содержит мелководные грубозернистые известковистые песчаники и песчанистые криноидные известняки.

Судя по материалу гальки, особенно в верхнемеловых псефитах, а также по другим данным, на месте клиппового антиклинория в раннем триасе существовала зона осадконакопления, по своему развитию соответствовавшая Хочской зоне с ее мелафировым вулканизмом. В течение среднего триаса преобладала карбонатная (доломитовая) седиментация. Верхний триас, в фации карпатского кейпера с гипсом, и морская рэтская фация, образовавшаяся в некоторых местах, по своему развитию соответствуют крижнанским фациям.

Область Внешних Карпат к северу от клипповой зоны в течение триаса была сушей.

Что касается пространственного положения бассейнов осадконакопления, то современное распространение Гемеридной серии примерно соответствует расположению бассейна ее накопления в Карпатской геосинклинали. Локальные фации Хочской области свидетельствуют об особенности бассейна ее осадконакопления. Как следует из анализа палеогеографических условий, эта область простиралась севернее области

Гемерид. Современное тектоническое положение хочской серии, которая местами носит характер покрова скалывания, еще не позволяет точно решить, представляла ли она непрерывную зону осадконакопления, протягивавшуюся севернее Гемерид и южнее других зон осадконакопления Внутренних Карпат.

Серия пород области ядерных горных хребтов по развитию в ней триасовых отложений существенно отличается от гемеридной и хочской серий. Особенности этих зон ярче всего подчеркиваются различным развитием юрских отложений. Однако серия Крижна и серия оболочек ядер характеризуются некоторым различием их фациального развития уже в среднем и особенно в верхнем триасе. Серия пород оболочек ядер в верхнем триасе имеет резко выраженный кордильерный характер. Бассейн ее осадконакопления был, очевидно, связан с отдельными кристаллическими ядрами.

Отсутствие верхнетриасовых отложений и гранитного материала в лунцких слоях серий Крижна и хочской, а также в кейпере серии Крижна и серии оболочек, свидетельствует о поднятии значительных частей кристаллических ядер в позднем триасе (уже в нижнем карнийском подъярусе) и об их значительном влиянии на осадконакопление.

Большая мощность кейпера, в котором преобладают пелиты и полностью отсутствуют окаменелости, говорит за образование условий внутренних депрессий скорее между выступающими ядрами, чем в пределах непрерывного пояса прибрежных лагун близ моря, в котором осаждались карбонатные осадки и которое протягивалось южнее Крижнанского бассейна осадконакопления. Фациальная изменчивость рэта, отражающая расчлененность дна бассейна и его присутствие в клипповой зоне (подобно кейперу), свидетельствует скорее о расчлененности Крижнанского бассейна осадконакопления и его расположении среди области ядерных горных хребтов, чем о бассейне осадконакопления, лежащем южнее последней области.

Юра. Юрские осадки отличаются от триасовых большими колебаниями в своем развитии, более быстрыми вертикальными изменениями и своим распространением не только в южных регионах, но и в области ядерных горных хребтов и в зоне клиппов. Это проявляется уже в многочисленности серий, характеризующихся наличием юрских отложений. Во Внутренних Карпатах эти серии можно отнести к трем основным группам:

1. Серии, сложенные преимущественно батиальными отложениями.
2. Серии, сложенные преимущественно мелководными отложениями.

3. Серии, сформировавшиеся в слабо вентилируемых участках моря.

К первой группе относятся серия Крижна, серия Внутренних Карпат и пиенинская серия зоны клиппов. В основном они сложены фациями, выдержанными на всем пространстве Западно-Карпатской геосинклинали и даже в Восточных Альпах (фация пестроцветных мергелей среднего и верхнего лейаса, радиоляриты и радиоляриевые известняки доггера и мальма, титонские известняки, характеризующиеся кальпионелловой микрофацией типа biancone[1].

Вторая группа, характеризующаяся мелководными фациями, в Центральных Карпатах представлена западнокарпатской серией. В нее мы включаем комплексы, которые были описаны как серия Крижна с мелководными юрскими отложениями, развитыми в Малых Карпатах, горах Иновец, Стражовских горах, Жиарских горах, горах Велка Фатра, Низких Татрах; далее сюда относится серия Черна Гора, юра гор Браниско, горного хребта Гуменне и серия оболочки Червена-Магура в Низких Татрах, серия оболочки Высоких Татр и манинская серия Стражовских гор. В клипповой зоне мелководную группу представляет чорштинская серия. Подобным же развитием юры характеризуются залегающие южнее хочская и гемеридная серии.

Во всех членах юры между сериями двух описанных групп можно наблюдать отчетливые признаки различия. Уже в раннем лейасе мелководные серии отличаются большой литологической изменчивостью (криноидные известняки, песчанистые известняки, известковистые песчаники, брекчированные известняки, ракушечные известняки), неравномерным пространственным распределением и колебаниями мощности отдельных членов, зависящими от влияния местных факторов. Они обычно богаты окаменелостями, особенно криноидеями, пластинчатожаберными и брахиоподами, а также белемнитами. Эти серии формировались в условиях мелкого по большей части хорошо вентилируемого моря с расчлененным рельефом дна, поблизости от областей сноса. Более глубоководные серии характеризуются флишоидными отложениями (сланцы, песчаники, песчанистые известняки, описанные в литературе как грестенские слои). В среднем и верхнем лейасе различия между сериями двух групп вырастают. Мелководные серии характеризуются фациями криноидных и комковатых известняков, песчанистых известняков и мергелей с горизонтами криноидных известняков, глубоководные — фациями пестроцветных мергелей и спонгиолитовых известняков без грубого кластического материала с фауной фораминифер,

[1] Этот тип выделен в Италии. — *Прим. ред.*

аммонитов и белемнитов. Еще более заметны различия в доггере и нижнем мальме. Мелководная кордильерная серия характеризуется фациями криноидных известняков и роговиковых криноидных известняков; глубоководная серия содержит радиоляриевые известняки и радиоляриты. Средний мальм отличается в большей части кордильерной фации значительно более глубоководными осадками без привноса обломочного материала, фацией комковатых известняков с большим количеством аммонитов и глобохетово-ломбардиевой микрофацией и фацией плотных аптиховых известняков. В зонах больших глубин развиты главным образом радиоляриты. Титон отличается относительно батиальными фациями с типичной кальпионелловой микрофацией.

Между глубоководной и кордильерной сериями, принадлежащими к первым двум основным группам, существуют переходные подсерии или смешанные серии. Они были известны и раньше как отложения Кисуца, Подбел и Пруске, развитые в зоне клиппов; некоторые их члены типичны для чорштинской, другие — для пиенинской серий. Подобные местные подсерии встречаются в центральной области между серией Крижна и западнокарпатской серией.

Третий тип серий представлен серией оболочек западных ядерных горных хребтов (Малые Карпаты, Иновец, Сухи и Малая Магура, частично также Жиар, Велка Фатра и Малая Фатра). В отдельных горных хребтах серия пород оболочек отличается специфическим развитием некоторых членов. Однако все они характеризуются следующими особенностями: мелководным развитием нижнего лейаса (как правило, трансгрессивного), фацильно разнообразного, обычно со значительным количеством детритового материала, темной окраской пород среднего и верхнего лейаса, обильным пиритом и довольно большим количеством пелитовых осадков, темной окраской пород доггера, представленных обильными пелитовыми отложениями и темными роговиками (присутствие довольно грубого кластического материала и криноидных известняков служит указанием в некоторых местах на мелководные условия), желтоватыми и красными радиоляритами в нижнем и среднем мальме, серыми плитчатыми глинистыми известняками с темными роговиками и спорадическими кальпионеллами в верхнем мальме. Формирование пород этой серии, вероятно, происходило в условиях глубоких водоемов, плохо вентилируемых в течение лейаса и доггера, или в условиях довольно глубоких краевых депрессий.

Мощность юрских отложений в целом невелика: в пределах серии оболочек — от 100 до 300 *м*, серии Крижна — от 500 до 600 *м*, батиальные фации, радиоляриты и радиоляриевые известняки имеют малую мощность, не больше 50—60 *м*,

кальпионелловые известняки — 20—40 *м*. Бросается в глаза сравнительно большая мощность фации пестроцветных глинистых известняков.

Во Внешних (флишевых) Карпатах, в Жданице-Субсилезской зоне и в Павловских горах появляются тектонические чешуи нижнетитонских известняков. Развитие бореальной фауны указывает на определенную связь с юрой Чешского массива. Северо-восточнее реки Дыйе осадконакопления в этой зоне, возможно, не было.

В Силезской зоне северная кордильерная зона Башка характеризуется в титоне штрамбергскими рифовыми известняками; для южной зоны Годула характерен преимущественно пелитовый характер темных аргиллитов (до 300 *м*) с ничтожным количеством известьсодержащих, иногда органогенно-обломочных песчаников; разрез заканчивается мергелистыми кальпионелловыми известняками небольшой мощности.

Фации лейаса и остальной части юры Цетеховицской зоны изучены плохо (по тектоническим чешуям и галькам, содержащимся главным образом в палеоценовых конгломератах). Они представлены темными песчанистыми и криноидными известняками и мергелями среднего лейаса, песчанистыми сланцами с *Posidonia* и песчаниками нижнего доггера, светлыми кварцитовыми и роговиковыми известняками, розовыми и пестроцветными комковатыми известняками или красными оолитовыми известняками и темно-серыми мергелистыми известняками (келловей-оксфорд-арговий) и светлыми, плотными, оскольчатыми кальпионелловыми известняками. Характер развития юры в более глубокой зоне между зонами Цетеховице и Чорштин не известен.

Фациальная изменчивость юры представляется следствием быстрых изменений палеогеографических условий или дифференциации Западно-Карпатской геосинклинали и активности осцилляционных движений.

Во Внешних Карпатах море проникло с юга в пределы триасового континента начиная с лейаса. В юре его размеры постепенно увеличивались. Дальше всего на север оно проникло, вероятно, в течение титона; в это время у северного берега (гряда Башка) образовались рифовые формации. Далее к югу протягивалась более глубоководная Силезская зона (в титоне), а также Цетеховицская зона (в лейасе — нижнем доггере), характеризующаяся изменчивыми, скорее неритовыми, осадками и углублением в течение мальма-титона.

В зоне клиппов на севере протягивалась кордильерная Чорштинская зона, в южной части — более глубоководная зона пиенинской серии. Между двумя зонами местами протягивались полосы осадков переходного характера.

Мнения о первоначальном местонахождении северных серий в области ядерных горных хребтов южнее клипповой зоны различны. Согласно покровной концепции, серия Крижна образовалась в однородном бассейне осадконакопления южнее области кристаллических ядер, который в целом представлял собой мелководную зону.

Присутствие переходных отложений между серией Крижна и мелководной западнокарпатской серией и наблюдаемое местами латеральное их замещение указывает на связь первоначальных бассейнов осадконакопления этих двух типов фаций. Взгляд автора на обособление бассейна осадконакопления Крижна в средней части центральной области ядерных горных хребтов основывается также на островном характере серии оболочек западных ядерных гор.

Дифференциация Западно-Карпатской геосинклинали во Внутренних Карпатах в юре не повлекла, однако, изменений в продольном направлении. В западной группе образовались одна подле другой серии оболочек, т. е. западно-карпатская серия, а в депрессиях между ними — серия Крижна. В Высоких и Низких Татрах серия оболочек западной группы отсутствует; восточнее Высоких Татр (восточнее тектонической линии Мурань — Вернар) исчезают различия между отдельными фациями. Здесь развита только однородная толща (Браниско, Черна Гора, горный хребет Гуменне) с мелководными фациями, юрские члены которых напоминают отложения западно-карпатской серии.

Мел. Во Внутренних Карпатах наиболее распространенные нижнемеловые фации представлены мергелями и мергелистыми известняками (мощностью до 500 *м*); иногда они характеризуются кальпионелло-радиоляриевой и наноконовой микрофациями, местами со стяжениями роговиков (пиенинская и западнокарпатская серии, некоторые серии чехла). В начале нижнего мела произошло некоторое смешение фаций отдельных зон. Привнос терригенного материала происходил в незначительных масштабах, хотя местами может быть отмечено поднятие, которое проявляется стратиграфическим перерывом (в некоторых участках оболочек и западнокарпатской серии). В конце неокома море, очевидно, стало более мелким даже в более глубоководных зонах, которые до этого времени характеризовались относительно батиальными осадками. Обмеление сказалось уже в барреме, когда увеличился привнос тонкого терригенного материала, и особенно в апте, отложения которого отличаются значительным количеством псаммитов. Масштабы стратиграфического перерыва неодинаковы в пределах отдельных кордильер. В некоторых местах (субпиенинская серия) перерыв начался в титоне, в других — в берриасе (западнокарпатская серия в Стра-

жовских горах) или иногда лишь в самом конце неокома (манинская серия). Перерыв в осадконакоплении продолжался в пределах некоторых кордильер вплоть до верхнего альба (в некоторых местах субпиенинской серии, в оболочке Иновца, в татранской серии). В некоторых кордильерах довольно длительный перерыв в апте был нарушен небольшой трансгрессией, с которой связано формирование органогенных или обломочно-органогенных известняков [серия Червена-Магура, манинская серия, серия оболочки Высоких Татр (?), серия оболочки Малых Карпат, западнокарпатская серия Стражовских гор (мощностью до 200 *м*)].

В области ядерных горных хребтов альб отличается существенно иным, флишевым характером (мощность до 400 *м*). В нижних его горизонтах преобладают пелиты, в верхних, т. е. в верхнем альбе и нижнем сеномане, — песчаники. Это проявляется особенно отчетливо в серии Червена-Магура, серии оболочки Высоких Татр и в татранской серии. Изменение типа осадконакопления, несомненно, указывает на повышение тектонической активности. Последняя уже в неокоме вызвала поднятие кордильер и постепенное воздымание южных частей области ядерных горных хребтов, где осадконакопление могло закончиться в это время. Это связано с перемещением бассейна осадконакопления во внешние части области ядерных горных хребтов и в зону клиппов. Образование альбских и сеноманских флишевых отложений отмечено, однако, лишь в южных частях последней зоны. В основном же альбские и нижнесеноманские отложения представлены здесь осадками сравнительно глубокого моря — известняками, мергелями, алевритами, мергелистыми сланцами. Цикл осадконакопления даже здесь закончился образованием флишевого комплекса, но только в нижнем туроне.

Отсутствие среднемеловых отложений в южных частях области ядерных горных хребтов и их широкое развитие на северном краю, близ зоны клиппов, позволяет заключить, что бассейн осадконакопления был дифференцирован на более глубокие зоны и кордильеры. В первых образовались породы серии Крижна, во вторых — мелководные серии Западных Карпат и серии оболочек.

Во флишевых Внешних Карпатах, в краевой Жданице-Субсилезской зоне нам известны только останцы верхнего турона (глауконитовые песчаники и песчанистые мергели), трансгрессивно залегающие на титоне Павловских гор. Это осадки морского залива Чешского массива.

В кордильерной зоне Башка развиты фациально изменчивые отложения, характеризующиеся локальными перерывами и трансгрессиями. Баррем—апт представлен темными известковистыми аргиллитами, местами содержащими конгломераты

(до глыбовых конгломератов) и изменчивое количество известковистых песчаников (200 *м*). Альбские отложения представлены нижними трансгрессивными глауконитовыми песчаниками и темными, а также пестроцветными известковистыми глинами. В других случаях в альбе — сеномане преобладают (до 250 *м*) фации известковистых песчаников, переходящих в песчанистые, частично спонгиолитовые известняки с прослоями глинистых известняков. Эти фации в горизонтальном направлении переходят в пестроцветные известковистые и сланцеватые глинистые известняки. В сеномане спорадически присутствуют темные аргиллиты.

В зоне Годула отложение мергелистых известняков продолжалось и в раннем мелу; на востоке породы этой зоны переходят в обломочные песчанистые известняки, часто органогенные (мощностью до 50 *м*).

Для валанжина — нижнего апта характерны серые до темно-серых коричневатые сланцеватые аргиллиты, частично флишоидного характера; местами песчаники встречаются чаще; они содержат тонкие пропластки или конкреции глинистого сидерита (до 500 *м* или более). После отложения в восстановительных условиях черных аргиллитов в позднем апте (30—120 *м*), в раннем альбе началось преимущественно накопление аргиллитовых осадков; они характеризуются переменным количеством известковистого материала, а в некоторых местах даже восстановительным характером (250—300 *м*). Спонгиолитовые песчаники и роговики в самых верхах нижнего альба (0—50 *м*) встречаются лишь в некоторых местах. Покрывающие пестроцветные (ярко-красные и зеленые) аргиллиты в восточной части Бескид замещаются кремнисто-известковистыми песчаниками, которые сменяются мощным флишевым комплексом альб-сеноманских слоев, достигающим 2400 *м*. Эти отложения выклиниваются западнее (восточнее реки Бечва их мощность составляет только 80 *м*).

В Цетеховицской зоне нам известны лишь фрагменты меловых пород. Валанжин — готерив характеризуется отложениями, частично идентичными отложениям Внутренних Карпат, Пиенин, или же мергелисто-известковистыми осадками. Баррем — апт представлены серыми глинистыми известняками и аргиллитами, альб — серыми известковистыми (до сильно песчанистых) аргиллитами. Отложения нижнего и среднего мела между зонами Цетеховице и Чорштин неизвестны.

В раннем (до среднего) мелу кордильерная зона флишевого пояса была разрушена и постепенно затоплена. Повышенный привнос обломочного материала в позднем барреме — апте (из Башкской и Силезской кордильер) и начало

длительной флишевой седиментации в альбе — сеномане (поднятие Силезской кордильеры) служат указанием на восходящие движения зон кордильер.

В Силезской зоне Внешних Карпат в течение баррема — нижнего апта достигает своей кульминации подводный тешенитовый вулканизм, который носил преимущественно щелочно-известковый характер. Во Внутренних Карпатах довольно слабые проявления вулканической активности были более часты во внешней части области ядерных горных хребтов (тела основных пород и их туфы). Более ясно стратиграфическое положение авгититовых амигдалоидов и их туфов на северо-западных склонах Низких Татр (средний альб). К нижнему мелу, вероятнее всего, можно отнести лимбургиты, так же как и их туфы в серии оболочки Высоких Татр. Интрузивные авгититы в триасе Трангошской синклинали и, вероятно, часть авгититов и авгититовых брекчий в различных членах мезозоя генетически связаны с движениями, которые происходили в среднем или уже в раннем мелу.

Во Внутренних Карпатах верхнемеловые отложения несогласно залегают на различных более древних мезозойских породах. Это говорит за интенсивное складкообразование перед верхнемеловой трансгрессией. Во Внешних Карпатах в течение субгерцинской фазы складчатости произошли опускания, интенсивность которых колебалась в различных зонах осадконакопления. Море распространилось к югу за кордильерную зону Башка, на юго-западе оно достигло и перешло границы титонского выступа Павловских гор. В этой Субсилезской зоне осадконакопления нам неизвестны базальные слои (вероятно, коньяк — сантон) из-за более позднего тектонического отделения верхних слоев от субстрата. Кампан-маастрихтские породы представлены здесь преимущественно серыми песчанистыми и известковистыми пелитами (300—400 *м*), развитыми только на некоторых участках, с частыми прослоями псаммитов и псефитов. Пестроцветные аргиллиты имеют ограниченное распространение.

В зоне Башка коньякские песчаники и конгломераты залегают трансгрессивно; верхние слои аргиллитов-песчаников с конгломератами (кампан — маастрихт) носят флишевый характер (мощностью более 300 *м*). В Силезской зоне верхнемеловые аркозовые песчаники-конгломераты после перерыва залегают трансгрессивно; они образуют пачки мощностью 50—150 *м*, которые чередуются с горизонтами темных песчано-глинистых сланцев (40—250 *м*). Общая мощность сантон-маастрихтских отложений достигает 700—1400 *м*; к северу она уменьшается. Продолжение этой зоны (хорошо выдержанной и для нижнего мела) западнее реки Моравы неизвестно.

Верхний мел Цетеховицкой зоны, так же как зоны, расположенной далее к югу, изучен очень плохо. На юго-западе он представлен серыми до темно-серых известковистыми аргиллитами с песчанистыми известняками (типа верхнемеловых отложений, тесно связанных с фациями Венского Леса); в Хршиби — серыми песчанистыми мергелями или тонкоритмичным флишем кампана — маастрихта; на северо-востоке — преимущественно аргиллитовыми флишевыми слоями. В восточной части области распространения чехословацкого флиша, в Дукельских складках и во фронтальной части Магурского флиша верхний мел характеризуется флишевыми иноцерамовыми слоями с темными пелитами (мощностью по крайней мере 400—600 *м*). Его нижняя граница и отношение к среднему мелу неизвестны.

В зоне клиппов породы коньяк — сантона трансгрессивно залегают на различных более ранних членах разреза; они распространены к востоку вплоть до реки Дунаец и представлены преимущественно псефитовым комплексом (более 200 *м*) с большим количеством экзотического материала (местами конгломераты встречаются вплоть до кампана) и с серыми или пестроцветными мергелями. Верхние слои (иногда начиная с коньяка) в северной зоне клиппов представляют собой пелагические пестроцветные глоботрункановые мергели (мощностью более 300 *м*). Восточнее Попрада в основании трансгрессивно залегающего коньяка — сантона развиты псефиты, имеющие, однако, локальное распространение и ничтожную мощность. Южная зона клиппового пояса включает породы верхнего мела во флишевой фации (коньяк — сантон — маастрихт), характеризующиеся различными соотношениями пелитового и псаммитового компонента (мощностью более 300 *м*).

Южнее зоны клиппов позднемеловая морская трансгрессия охватила лишь меньшую северную часть области ядерных горных хребтов. Наиболее широко распространенные останцы морских осадков к западу от Малых Карпат (горы Брезова) развиты в фации Гозау. Конгломераты с бокситовым цементом, переходящие в зеленые и голубоватые мергели (коньяк — нижний сантон), трансгрессивно залегают на триасе Хочской зоны. Они сменяются флишем сантонского возраста, перекрываемым пестроцветными батиальными мергелями (кампан) с грубозернистыми орбитоидными известняками вверху. Все эти породы перекрываются в свою очередь верхнекампанскими (до нижнемаастрихтских) конгломератами с экзотическим материалом и рифовыми известняками.

В Шумаце небольшие островки верхнемеловых пород залегают на различных мезозойских горизонтах узкой синклинальной полосы юго-восточных подножий Низких Татр. Эти

породы представлены светло-желтыми органогенно-обломочными известняками, местами слабо песчанистыми, с большим количеством радиоляритов. Пестроцветные континентально-лагунные формации, характеризующиеся преобладанием известковистых конгломератов с красным цементом, красных песчаников и глин, также, вероятно, имеют верхнемеловой возраст. Они сохранились в виде слоев, перекрывающих северо-гемеридный мезозой у Ледяной пещеры Добшины, а также на южногемеридном мезозое близ Дреновца и в Хочской зоне севернее Подбрезова.

Трансгрессивное и несогласное залегание верхнего мела свидетельствует об интенсивном складкообразовании в Центральных Карпатах уже перед поздним мелом. Смятие его пестроцветной формации в средней части северогемеридного мезозоя и условия в клипповой зоне свидетельствуют, что складчатые движения повторялись уже после отложения верхнемеловых пород.

В мезозойском развитии Западных Карпат можно выделить следующие три стадии.

В течение первой стадии вплоть до позднего триаса главный бассейн осадконакопления был расположен в южных областях Центральных Карпат. В раннем и среднем триасе осадконакопление здесь было наиболее интенсивным и происходило на заметно расчлененном рельефе. В северных частях в среднем и позднем триасе проявлялись восходящие вертикальные движения, которые привели к формированию расчлененного рельефа.

Лабильная зона клиппов у Пиенинского разлома представляла исключение из этой схемы; она отличалась седиментацией погружения в нижнем триасе и начальным вулканизмом, как в Хочской зоне. К северу от нее в течение триаса была суша.

В юре основной бассейн осадконакопления переместился в северные части центральной и в клипповую зону.

Вторая юрская стадия может быть названа *кульминацией геосинклинального осадконакопления*, характеризующейся дифференциацией морских фаций, как горизонтальной, так и вертикальной, резкими фациальными изменениями и внезапными переходами. Продвигаясь к северу, море постепенно затопило триасовую сушу Внешних Карпат и достигло в титоне максимального распространения. Наибольший привнос обломочного материала наблюдался в лейасе, особенно в раннем. Осадки наиболее глубоководного характера отмечаются в верхнем доггере и нижнем мальме. В Центральных Карпатах и на обширных площадях Внешних Карпат, исключая северную краевую Силезскую зону, нижнемеловые фации отличаются своим однообразием.

К концу среднего мела внутренние области Карпатской системы стали ареной интенсивнейших орогенических процессов. После их окончания площадь, охваченная верхнемеловым морем, значительно увеличилась в краевой части Внешних Карпат, где наблюдались резко выраженные вертикальные отрицательные движения и интенсивное осадконакопление в обособившихся продольных частных зонах.

Ограниченность развития верхнемеловых осадочных пород во Внутренних Карпатах южнее клипповой зоны не позволяет определить более детально эффект и области проявления фаз складчатости, предшествующих верхнему мелу и следующих за ним. Установленные факты заставляют, однако, считать, что интенсивность и площадное распространение не только послемеловой (ларамийской), но особенно и субгерцинской складчатости, предшествующей верхнему мелу, были значительными. Кроме тектонического положения верхнемеловых осадочных пород, об этом свидетельствует обилие в этих породах terra rossa[1]. Источником этого материала могли быть известняковые комплексы среднего и верхнего триаса, которые длительное время оставались обнаженными и находились как в южных, так и в северных зонах Внутренних Карпат. Такая обнаженность, однако, могла возникнуть только после интенсивного складкообразования перед поздним мелом.

Во Внешних Карпатах, севернее зоны клиппов, ларамийские процессы орогенеза выразились лишь в вертикальных, большей частью положительных движениях зон кордильер. Особенно заметно они отразились на фациальных изменениях в процессе непрекращающегося осадконакопления.

Тектоническое строение и положение отдельных мезозойских серий

Для конца мезозоя во Внутренних Карпатах можно выделить три основные зоны, характеризующиеся различным тектоническим строением и положением неоидных серий: внутреннюю, центральную и зону клиппов.

Первая зона охватывает Спишско-Гемерские рудные горы и Вепорские горы (за исключением Кракловской зоны), вторая — ядерные горные хребты Внутренних Карпат и третья — зону клиппов.

Во внутренней зоне можно выделить три основные структуры первого порядка: южную Гемеридную зону, северную Гемеридную зону и Вепорскую зону (зоны Когут и Краловa-Голя). В их структуре всегда принимает участие лишь одна

[1] Латеритовая кора выветривания. — *Прим. ред.*

неоидная серия. В первой она представлена южной гемеридной серией, во второй — северной гемеридной серией и в третьей (в Кракловской зоне) — серией, тесно связанной частично с хочской, частично с крижнанской сериями.

Южная Гемеридная синклиналь занимает обширную карстовую площадь Словакии. Она состоит из нескольких структур второго порядка, синклиналей и антиклиналей, проявляющих вергенцию к северу в северной части и к югу — в южной. Средние части крыльев структур, особенно краевых, часто нарушены скалыванием, и складки переходят в надвиги.

Северная Гемеридная синклиналь протягивается в виде узкой полосы по северному краю Спишско-Гемерских рудных гор. Она включает горы Галмус, Словацкий рай и Мураньское плато. В одних местах северный гемеридный мезозой смят в одну структуру, в других — в несколько структур низшего порядка. В холмистой местности Стратенских гор отмечены четыре широкие синклинали, разделенные узкими антиклиналями с вергенцией к югу. Только северная структура характеризуется вергенцией к северу. Смыкающие крылья по большей части нарушены и переходят в надвиги сравнительно небольших размеров [1].

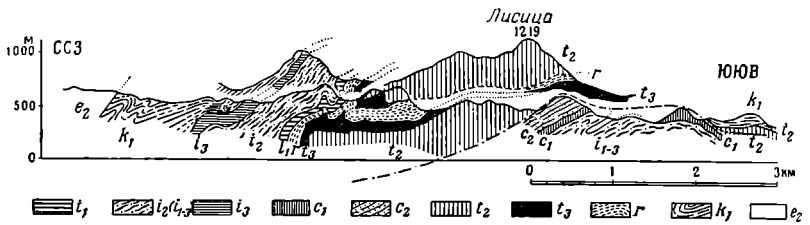
Центральная зона (Гронский синклинорий и Фатро-Татранская мегаантиклинорная система) отличается тем, что несколько серий здесь тектонически контактируют и часто тектонически наложены друг на друга.

В западных ядерных горных хребтах так называемая серия оболочки залегает на кристаллических сланцах обычно моноклинально или смята в синклинальные складки. По отношению к кристаллическому субстрату она является автохтонной или параавтохтонной. В таком положении находится серия оболочки Малых Карпат, Иновца, Стражовских гор, Жиара, Велки Фатры и Малой Фатры. В некоторых местах она замещается западнокарпатской серией. Однако в указанных выше ядерных горных хребтах западнокарпатская серия чаще находится в тектоническом контакте с серией оболочки. В восточных ядерных горных хребтах (Низкие Татры, Браниско, Черна Гора) оболочка кристаллических ядер сложена породами западнокарпатской серии.

Во всех ядерных горных хребтах, за исключением самых восточных (Браниско, Черна Гора, горы Гуменне), появ-

[1] На северном краю Вепорского антиклинория в Кракловской зоне встречаются лишь очень небольшие останцы смятых мезозойских пород (преимущественно нижнетриасовых). По своему положению они относятся уже к центральной зоне. В синтезе 1931 г. эта зона считалась первичным основанием субтатранских покровов. Эта интерпретация не была ни доказана, ни опровергнута новыми исследованиями. Вопрос о взаимопереходе Крижнанского и Хочского покровов остается, следовательно, открытым. — *Прим. А. Матейки.*

ляется серия Крижна. В непосредственном контакте с ней залегает серия оболочки или западнокарпатская серия. С первой контакт всегда отчетливо тектонический, обе серии разделяются тектонической поверхностью высшего порядка. Тектоническое отношение серии Крижна западнокарпатской серии не везде одинаково. В западных ядерных горных хребтах серии смяты вместе в несколько синклиналей и антиклиналей, обычно с нарушенными смыкающими крыльями (дигитации, описанные в литературе). Эти тектонические плоскости второго порядка сопровождаются более мелкими надвигами и взбросами. Западнокарпатская серия слагает нижние структуры, содержащие довольно большое количество



Фиг. 17. Дигитация Крижнанского покрова в восточной части Малой Фатры (А. Матейка).

Мезозойская оболочка кристаллического комплекса Малой Фатры (шипруньские отложения). i_{1-3} — лейас и доггер-мальм; c_1 — титон — нижний неоком; c_2 — верхний неоком.

Покров Крижна. t_2 — средний триас (преимущественно доломиты); t_3 — карпатский кейпер; r — рэт; i_1 — геттанг — синемюр; i_2 — лотаринг — тоар; i_3 — доггер и мальм; k_1 — берриас — апт; e_2 — эоцен Центральных Карпат.

более ранних горизонтов триаса, серия Крижна образует более верхние структуры, в основном сложенные самыми молодыми стратиграфическими горизонтами. В некоторых районах они очень многочисленны, и обе серии характеризуются сложной тектонической структурой. Тектонические структуры обычно проявляют внутреннюю вергенцию и только на краю клипповой зоны наблюдается внешняя вергенция. В западнокарпатской серии, которая включает много горизонтов повышенной пластичности, залегающих среди более жестких, в районах, подвергшихся интенсивному сжатию, наблюдается «клипповый» стиль тектоники (Малые Карпаты, Иновец). В восточных ядерных горных хребтах отношение западнокарпатской серии, которая занимает положение оболочки, к Крижнанской структурной единице, тектоническое. Обе серии разделены отчетливой дислокационной поверхностью.

Согласно покровной концепции, эта поверхность считается нижней тектонической поверхностью покрова, надви-

нутого с юга на оболочку ядерных горных хребтов. Считается, что даже поверхность контакта западнокарпатской серии с серией оболочки в западных ядерных горных хребтах имеет ту же природу. Если это так, то западнокарпатская серия в западных ядрах должна представлять часть обширного покрова Крижна, однако в восточных ядрах она должна быть автохтонной или параавтохтонной.

Характерное тектоническое положение и стиль можно наблюдать в Хочской структурной единице, представленной во всех ядерных горных хребтах, кроме самых восточных. За исключением некоторых участков Низких Татр, ее контакт с субстратом везде отчетливо тектонический. В некоторых горных хребтах она определенно залегает на более молодых членах разреза Крижнанской структурной единицы. Тектонические окна, тектонические глыбы и обнаженные поверхности надвигов свидетельствуют о перемещении Хочской единицы, по крайней мере на расстояние 10 *км*. С первого взгляда концепция о существовании одного непрерывного покрова, надвинутого из внутренних районов через весь хребет Центральных Карпат, представляется логичной. Она оставляет, однако, открытым вопрос, в какой степени характерное тектоническое положение частных структур Хочской единицы (особенно их отчетливое тектоническое налегание) зависит от физических свойств ее членов. Хочские породы, представленные преимущественно триасовым известняково-доломитовым комплексом, в целом значительно более жесткие, чем породы Крижнанской единицы, внутри которых или на которых они залегают. Если принять во внимание, далее, фациальные изменения Хочской структурной единицы в отдельных структурах, нельзя исключить возможность того, что мы имеем здесь дело с более мелкими частными покровами, возникшими из частных синклиналей.

Доверхнемеловая серия зоны клиппов тектонически сжата в узкую зону; она была перекрыта более молодыми осадками верхнемелового и палеогенового возраста и вместе с ними снова смята в складки. Особенность этой зоны состоит в тектоническом «клипповом» стиле, характеризующемся отчетливым разделением пластичных и непластичных масс и свободным движением непластичных членов. Отдельные клиппы большего или меньшего размера, вытянутые в тектонические линзообразные полосы, иногда довольно крупные глыбы и сравнительно большой протяженности складки и чешуи тектонически отделены от окружающих слоев. Причины этих редких тектонических особенностей следует искать частично в дифференциации первичного бассейна осадконакопления на очень узкие кордильеры и депрессии, а частично в его

положении на границе двух основных карпатских структурных единиц, т. е. Центральных и Внешних Карпат.

Зона клиппов была смята в складки в течение мела и в послепалеогеновое время. В процессе первой складчатости, которая проявилась в две фазы, т. е. в течение более интенсивной субгерцинской (верхнемеловые слои перекрывают отдельные серии, тектонически сближенные и надвинутые одна на другую), и второй, ларамийской, зона клиппов представляла собой северный край складчатых Внутренних Карпат, подвергшийся наибольшему тектоническому воздействию. Все структуры, включая более мелкие покровы, характеризуются вергенцией к северу.

В течение послепалеогеновой (савской) складчатости клипповая зона занимала южный край флишевых Внешних Карпат. Частые локальные движения сопровождались сильным тектоническим сжатием и поднятием. На контакте с областью Внутренних Карпат, тектонически более или менее консолидированной и затронутой этой складчатостью лишь в небольшой степени, возникли структуры с внутренней вергенцией.

Новые данные по области развития чехословацкого карпатского мезозоя были получены в результате исследований, которые в последнее десятилетие проводили Д. Андрусов, А. Бьели, К. Биркенмайер, Й. Бистрицки, М. Глесснер, А. Горек, Е. Ганзликова, В. Гомола, К. Йюттнер, В. Канторова, Р. Кеттнер, Я. Коутек, М. Магель, А. Матейка, Е. Менчик, М. Мишик, В. Песл, В. Покорный, М. Ремеш, Зд. Рот, Е. Шайбнер, В. Шайбнерова.

РАЗВИТИЕ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ В ПАЛЕОГЕНЕ

А. Матейка

Внешняя область (флишевая зона)

После ларамийской складчатости морское осадконакопление в Западных Карпатах было ограничено флишевой и клипповой зонами. Море вернулось в складчатую зону клиппов на различных участках в различное время палеогена. На площади, расположенной севернее клипповой зоны, где, начиная с позднего мела, осадконакопление продолжалось без перерыва, ларамийская фаза проявилась в вертикальных, чаще положительных движениях зон кордильер. Более интенсивный привнос обломочного материала ярко выражен в палеоценовых осадках. Это касается Жданицко-Субсилезской зоны осадко-

накопления на северо-востоке, Силезской зоны и северных частных зон в пределах Магурской зоны в западной области чехословацких флишевых зон, а также района Дукельских складок восточной флишевой области. На западе, на южном краю флишевой геосинклинали, в базальных слоях палеогена, трансгрессивно налегающих на зону клиппов, каксй-либо грубый обломочный материал отсутствует. Кроме того, в этих породах редко встречается и обломочный материал, происхождение которого можно было бы приписать клипповому мезозою. Наоборот, на востоке, начиная с Пиенинских гор в Польше, палеоценовые, а часто и эоценовые породы, связанные с клипповым мезозоем, отличаются обилием разнообразного обломочного материала клиппового мезозоя. В палеоценовых конгломератах встречается также кристаллический экзотический материал, который на западе известен в верхнемеловых псефитах.

Это резко контрастирует с условиями трансгрессии позднемелового моря в зоне клиппов. На западе мощные верхнемеловые базальные псефитовые породы содержат большое количество разнообразного материала клиппового мезозоя и его более древнего, даже кристаллического субстрата. Наоборот, на востоке псефито-псаммитовые меловые породы, трансгрессирующие после субгерцинской складчатости, сравнительно редки и довольно маломощны; они содержат клипповый материал главным образом местного происхождения; часто эти породы вообще отсутствуют. Вероятно, эти различия зависят от неодинаковой интенсивности субгерцинской и ларамийской складчатости на востоке и западе фронтальной полосы Внутренних Карпат. Различия в интенсивности воздействия этих фаз, по-видимому, могли проявиться даже во внутренней части Внутренних Карпат.

Начиная с палеоцена клипповая зона стала частью флишевой геосинклинали, ее южным краем.

Продольная дифференциация флишевой геосинклинали, начавшаяся еще в юре и развивавшаяся в течение мела, обусловила формирование различных фациальных зон палеогена. Некоторые зоны отличаются выдержанностью отложений на расстоянии в несколько сот километров.

Флишевая зона Чехословацких Карпат разделяется территорией Польши, выдающейся к югу в районе Высоких Татр, на западную и восточную области. Жданице-Субсилезская зона протягивается к юго-западу до Вашбергской зоны в Австрии, к востоку — до Польши. Силезская зона заканчивается на западе между реками Морава и Бечва. С нашей точки зрения, здесь можно говорить о первичном выклинивании ее бассейна осадконакопления. К востоку Силезская зона протягивается до Бескид; в Польских Карпатах она

характеризуется весьма полным развитием. В пределах чехословацкой восточной флишевой области эта зона проявляется только своей юго-западной краевой подзоной Дукельских складок. Магурская зона на западе разделяется на три подзоны, которые продолжаются в восточную флишевую область. Мы рассматриваем резкое сужение Магурской зоны восточнее реки Лаборец как свидетельство выклинивания бассейна ее осадконакопления к юго-востоку.

В западной области Жданице-Субсилезская внешняя зона характеризуется несколькими фациями палеоцена, которые развивались с маастрихта, — серыми песчанистыми мергелями с переменным содержанием известковистых разнозернистых песчаников, темными аргиллитами и глинами с прослоями песчаников (фации восстановительной обстановки), пестроцветными глинами и аргиллитами или песчаниками и конгломератами, а также различными отложениями переходного типа. Их мощность составляет 150—300 *м*. На северо-востоке эоценовые породы характеризуются фациально-сходными отложениями, содержащими не очень большое количество псаммитов и псефитов, которые отлагались только на некоторых участках. Пестроцветные аргиллитовые отложения (нефлишевые) распространены более широко, а на юго-западе Жданицкого района становятся преобладающими. Суммарная мощность (вплоть до менилитовых слоев) составляет 300—500 *м*. В Яблунковском бассейне мягкие рыхлые коричневые песчаники и конгломераты (10—100 *м*) ассоциируют с верхнеэоценовыми известковистыми и кремнистыми аргиллитами и глинистыми известняками, сланцеватыми аргиллитами и роговиками менилитовых слоев. В некоторых местах (в юго-западной Моравии) на внутреннем краю зоны менилитовые слои не развиты.

Восточнее реки Бечва, в холмистой области предгорья Бескид, песчанистые мергели, рыхлые слюдистые песчаники и редко олигоценовые конгломераты сохранились лишь в некоторых местах и имеют неполную мощность 200 *м*. Западнее юго-западнее, особенно западнее реки Моравы, рыхлые слюдистые песчаники (жданицкие), песчанисто-аргиллитово-флишевые породы и преимущественно мергели (мергели Густопече), в некоторых местах с пачками рыхлых конгломератов с пестроцветным материалом, достигают мощности 1600 *м*. В юго-восточной Моравии осадконакопление продолжалось вплоть до нижнего миоцена (аквитанский ярус). Юго-восточнее Брно, в форланде Жданицкой зоны, на основании Чешского массива трансгрессивно налегают преимущественно аргиллитовые латторф-рюпельские породы (мощностью до 800 *м*).

В Силезской зоне, в северной кордильерной Башкской подзоне, известны только пестроцветные аргиллитовые отложения палеоцена, тогда как остальные палеогеновые породы подверглись денудации. В Годульской зоне Бескид осадконакопление истебнянского верхнемелового типа продолжается выше кровли базальных пестроцветных палеоценовых аргиллитов (30—50 *м*); при этом образовались песчанисто-пелитовые породы (мощностью около 300 *м*), содержащие горизонт песчаников и конгломератов чьешковицкого типа (150 *м*). Эоценовые породы представлены преимущественно пестроцветными аргиллитами (150 *м*); в Бескидских горах они характеризуются частичным ритмическим флишевым развитием. Выше менилитовых слоев (мощностью до 100 *м*), местами с песчаниками, характеризующимися волнистой слоистостью кросненского типа, следуют олигоценовые отложения. В составе последних преимущественно песчанистые горизонты перемежаются с песчанисто-аргиллитовыми слоями в некоторых местах кросненского типа; их мощность достигает 1600 *м*.

В восточной флишевой области зона Дукельских складок включает нижнепалеоценовые отложения, представленные флишевой фацией песчанисто-аргиллитово-иноцерамовых слоев, и верхнепалеоценовые породы преимущественно в песчанистой фации (мощностью до 500—600 *м*). Подменилитовые эоценовые псаммито-пелитовые флишевые отложения с двумя основными горизонтами пестроцветных аргиллитов достигают мощности 600 *м*. К юго-востоку, т. е. к бассейну реки Уч, они переходят в более песчанистые фации. Менилитовые аргиллиты, глинистые известняки, сланцы и роговики (150—300 *м*) содержат переменное количество прослоев песчаников. Кросненские породы представлены в основании преимущественно аргиллитами (свыше 1000 *м*).

В тектоническом окне, проступающем из-под Магурского покрова, мощность менилитовых слоев сильно сокращена; исключение составляют район Смилно и фронтальная часть покрова. Пестроцветные эоценовые пласты в большинстве случаев имеют пелитовый характер. Палеоценовые отложения отличаются от отложений Дукельских складок; они носят флишевый и псаммитово-пелитовый характер. Нижние кросненские слои характеризуются преимущественно нормальным развитием и представлены в основном аргиллитами. В тектоническом окне Олшавы породы, покрывающие менилитовые слои, по своему фациальному составу отличаются от кросненских фаций.

В западной области, в частной Рачанской зоне Магурского флиша, палеоцен в некоторых местах во фронтальной зоне залегает трансгрессивно. В противном случае он преемственно продолжает верхнемеловые отложения. Соланьские слои,

покрывающие нижележащие пестроцветные аргиллиты (20—80 *м*), представлены в целом псаммитами и спефитами. Конгломераты сложены разнообразным кристаллическим и мезозойским материалом (особенно из Силезской гряды). Количество пелито-псаммитовых горизонтов изменчиво; иногда они преобладают. Мощность соланьских песчаников в тех местах, где они отлагались до среднего эоцена включительно, достигает 1300 *м*. Такая картина наблюдается восточнее и западнее Границе-Тренчинской линии.

Самые верхи палеоцена и вплоть до середины среднего эоцена в большинстве случаев представлены фациями пестроцветных аргиллитов или тонкоритмичного флиша с прослоями пестроцветных аргиллитов (мощностью до 250 *м*).

Верхняя часть среднего эоцена и до верхнего эоцена представлена флишевым комплексом известковистых аргиллитов и глауконитовых и известковистых песчаников мощностью всего комплекса 1700—2400 *м*. Отношение аргиллитов к песчаникам колеблется в различных подзонах. В общем количество псаммитового компонента увеличивается к северо-востоку.

В восточной области развития чехословацкого флиша внешний край Рачанской зоны характеризуется теми же отложениями, что и на западе. В палеоцене песчанистые и псефитовые отложения постепенно замещаются пестроцветными пелитовыми отложениями. Внутренняя часть зоны содержит пачки мощностью до 200 *м* преимущественно песчаников верхов среднего эоцена. Ширина бассейна осадконакопления быстро сужается к юго-востоку.

Мощность палеоценовых песчаников в частной Бистрицкой зоне Магурской зоны значительно меньше 200—400 *м*. Условия осадконакопления в самом конце палеоцена — начале среднего эоцена, в результате которого образовались пестроцветные отложения преимущественно аргиллитового характера, были сходными с условиями осадконакопления Рачанской зоны. Верхнеэоценовые породы отличаются от пород того же возраста Рачанской зоны главным образом плотными глинистыми известняками, аргиллитами и песчанистыми известняками мощностью до 1600 *м*. В восточной области, в Бистрицкой зоне, в породах от средне- до верхнеэоценового возраста, содержится больше псаммитового компонента и меньше песчанистых известняков. К юго-востоку Бистрицкая зона значительно сужается.

В противоположность северным зонам внутренняя Магурская зона отличается сильной фациальной изменчивостью в обеих областях. В западной области породы от палеоцена до низов среднего эоцена представлены флишем от тонко- до среднеритмичного, характеризующимся равным соотношением

пелитов и псаммитов, с одной стороны, и пестроцветных аргиллитов — с другой (мощность флишевых пород до 500 *м*). В верхнем эоцене или известковистые пелиты преобладают над известковистыми песчаниками, или известковистых граувакковых песчаников больше, чем пелитов, или же, наконец, слои мощностью в несколько метров, преимущественно песчаников, а местами мелких конгломератов (магурский тип песчаников), переслаиваются с известковистыми пелитовыми песчанистыми породами (тип отложений Оравска-Магуры). Встречаются также различные переходные типы развития. Мощность этих отложений достигает 1800 *м*. Характерная их особенность состоит в отсутствии глауконитовых песчаников.

В то время как в западной флишевой области палеогеновые отложения южной Магурской зоны залегают на мезозойском клипповом субстрате, в восточной области клипповый палеоген занимает в противоположность южной Магурской зоне независимое положение. На северо-востоке (черховские отложения) породы от палеоцена до низов верхнего эоцена характеризуются преобладанием флишевых слоев, главным образом песчаников (песчаники магурского типа, не очень часто — псефиты), с известковистыми псаммито-пелитовыми прослоями и с горизонтами пестроцветных аргиллитов в нижнем и среднем эоцене и в низах верхнего эоцена. Выше следуют рудиментарные менилитовые слои (до 40 *м*) и псаммито-пелитовые слои верхнего эоцена (более 800 *м*). В течение палеоцена — среднего эоцена количество псефитового компонента с разнообразным экзотическим материалом повышается к востоку; менилитовые слои исчезают, и верхний эоцен характеризуется преимущественно пелитовыми отложениями.

Палеоген южного края флишевой геосинклинали, залегающий на мезозое зоны клиппов, наводит на мысль о расчлененном рельефе бассейна осадконакопления на востоке. Формирование этого рельефа было связано с довольно интенсивными ларамийскими движениями. Трансгрессивный комплекс начинается с различных зон палеогена. Отложения Галиговки восточнее Дунайца, имеющие возраст от нижне- до среднеэоценового, содержат конгломераты суловского типа и карбонатные песчаники. Отложения Кремна начинаются верхним палеоценом: песчаники, конгломераты, пестроцветные аргиллиты мощностью 150 *м*. Отложения от нижнего до верхнего эоцена представлены сильно известковистым песчанистым аргиллитовым флишем мощностью 1200—1600 *м*. Отложения Ужака включают палеоценовые песчаники-конгломераты с пестроцветными аргиллитами (около 200 *м*) и менилитовые слои (30—40 *м*); интервал от нижнего эоцена до низов верхнего эоцена преимущественно представлен пестроцвет-

ными, частично известковистыми (около 240 *м*) и флишевыми аргиллитовыми породами, фациально связанными с верхним эоценом Черхова (800—1000 *м*). Эти отложения развиты на востоке; они прослеживаются до долины реки Попрад, где начинаются киёвские фации (известковистая фация Лацковце, литоральная, рифовая). Последние занимают интервал от палеоцена до верхнего эоцена и представлены флишем и псефитовыми глиняными песчаниками с брекчиями и конгломератами, содержащими обильный материал клиппового мезозоя и экзотический материал, включающий пестроцветные аргиллиты, общей мощностью до 1400 *м*. Эти отложения сопровождают зону клиппов вплоть до окрестностей Подгороди.

В Магурской области наличие олигоцена не доказано; мы полагаем, что осадконакопление здесь могло закончиться в самом конце эоцена.

Еще до конца среднего эоцена область Внутренних Карпат претерпела опускание и была затоплена морем. В западной части флишевой геосинклинали эта трансгрессия проявилась некоторым выравниванием условий осадконакопления в среднем эоцене. Седиментация пестроцветных аргиллитов прекратилась, а псефитовая седиментация приобрела сугубо подчиненное значение. В области, расположенной далее к востоку, такое выравнивание наблюдалось только в позднем эоцене. С этим заключением согласуются результаты микробиостратиграфической корреляции, проведенной для палеогена Центральных Карпат (Е. Бенешова) и показавшей, что в восточных областях Внутренних Карпат эоценовая трансгрессия произошла позднее, чем в западных Карпатах.

Эоценовому морскому затоплению во Внутренних Карпатах подверглась площадь, имевшая расчлененный рельеф; в некоторых местах выходили на поверхность кристаллические сланцы. Трансгрессивный комплекс начинается или карбонатными конгломератами и брекчиями, или непосредственно флишевыми слоями. Базальные конгломераты и брекчии с известняковым или доломитовым цементом содержат обломки местных доломитов или известняков, а на западе — изредка кристаллических пород. В Горнадском бассейне (на востоке) часто встречается домезозойский обломочный материал; цемент конгломератов преимущественно песчанистый. Мощность эоценовых базальных слоев колеблется от 0 до 350 *м*, хотя в отдельных случаях они имеют еще большую мощность (в Сулове). В некоторых местах базальные слои сопровождаются менилитовыми известняками или сильно известковистыми песчаниками, переходящими в песчанистые известняки.

В южной Словакии, между Штурово и Комарно, в депрессиях мезозойского основания залегают среднеэоценовые пресноводные (до солоноватых) угленосные отложения. Вверх и к северу они переходят в осадочные породы морского происхождения. Их отношение к отложениям, слагающим другие участки Внутренних Карпат, маскируется неогеновыми осадками и вулканическими породами.

Эоценовые флишевые отложения характеризуются различными соотношениями псаммитовой составной части (преимущественно массивные известковистые песчаники с волнистой слоистостью) и известковистых аргиллитов. Обломочный материал флишевых граувакковых песчаников поступал с выходящих на поверхность гранитных и кристаллических массивов. В зависимости от степени более поздней денудации мощность флишевых отложений колеблется от 300 до 1600 *м*.

В различных зонах седиментации во флишевых отложениях появляются тонкие прослои (мощностью от нескольких дециметров до нескольких метров) других пород. Часто встречаются, особенно в нижних горизонтах флишевого комплекса, прослои карбонатных брекчий или конгломератов. Тонкие прослои пестроцветных аргиллитов (зеленых и красных) известны в Жилинском бассейне, так же как и на его восточном продолжении, севернее Малой Фатры. Тонкие слои или прослои менилитовых пород появляются в нижних горизонтах флишевого эоцена в Раецком бассейне, в окрестностях Гандлова, в Турьецком бассейне и в западной части области развития эоцена Подгале в Оравском бассейне; на юге они присутствуют в бассейне Брезно. Более мощные их слои встречаются в Шамбронской зоне, в холмистом районе Шариша. Тонкие линзы карбонатных марганцевых руд хорошо известны в Раецком и Попрадском бассейнах и бассейне Брезно. В некоторых местах, преимущественно в пелитовых слоях, развиты тонкие линзы, караваеподобные образования глинистого карбоната (содержащего железо и марганец) или доломитовые конкреции.

Самые молодые эоценовые породы представлены главным образом песчаниками, местами переходящими в конгломераты. В виде денудационных останцев они известны в окрестностях Гандлова и в Турьецком и Жилинском бассейнах. Они достигают довольно большой мощности в подгальском палеогене севернее Липтовске-Голе и особенно в Левочских горах (до 3000 *м*).

Палеогеновые отложения Центральных Карпат в целом достигают наибольшей мощности севернее Липтовске-Голе (около 2400 *м*) и в Левочских горах (3000—4000 *м*).

Присутствие олигоценовых отложений, которые перекрывали бы эоценовые слои Центральных Карпат, достоверно не

установлено. Мы полагаем, что в конце позднего эоцена произошло поднятие Центральных Карпат, так же как и Магурской флишевой зоны. Наоборот, на юге, в юго-западных частях Южно-Словацкого — Северо-Венгерского синклинория и в Словацком Карсте произошло опускание. Опускающиеся площади были постепенно затоплены морем в течение латторфского и рюпельского веков. Отложения, образовавшиеся в результате литорального осадконакопления, представлены известняками-конгломератами и песчаниками, а в более глубоких частях бассейна были отложены песчанистые мергели.

Структура Карпатской флишевой зоны

Структура рассматриваемой зоны сформировалась в результате орогенических движений савской и раннештирийской фаз. В течение этих фаз флишевая миогеосинклиналь подверглась повторному сужению и образовались частные тектонические флишевые зоны, предопределенные более ранними зонами осадконакопления. Флишевые Карпаты были постепенно перемещены к северо-северо-западу и надвинуты на миоцен начавшего формироваться передового прогиба. Южный край флишевой геосинклинали, подстилаемый зоной клиппов, был смят в складки поблизости от Пиенинского линеамента и надвинут к югу на глыбу Внутренних Карпат.

Консолидированная уже ранее глыба Внутренних Карпат подверглась в течение складчатости флишевой зоны пологому короблению. Образовались широкие синклинальные и антиклинальные зоны. Позднее они были нарушены поперечными зонами депрессий и поднятий, восходящими движениями по продольным и поперечным сбросам в процессе перемещения глыбы Центральных Карпат к северу, а также нисходящими движениями. Окончательное формирование их современной структуры было обусловлено движениями, сопровождавшими образование и развитие депрессий Внутренних Карпат и продолжавшимися до самого конца кайнозоя.

В западной области флишевой зоны в юго-западной Моравии Жданице-Субсилезская фронтальная тектоническая зона была надвинута на гельветские отложения передового прогиба по крайней мере на 5—6 *км* к северо-западу. В частных краевых тектонических чешуях этой зоны, в Павловских горах, наблюдаются глыбы титонских известняков, отторгнутых от субстрата и перемещенных путем волочения. Плоскость надвига на передовой прогиб здесь более крутая. На северо-востоке, в форланде Бескид, Субсилезская единица по пологому надвигу перемещена на нижний тортон передо-

вого прогиба на расстояние 12—16 *км*. В некоторых местах породы смяты и перемешаны с нижнемеловыми породами верхней Силезской тектонической единицы с образованием плоских чешуй. Внутренняя структура Жданице-Субсилезской зоны характеризуется неправильными продольными антиклинальными внедрениями верхнемеловых и нижнеэоценовых пластов, в деталях имеющих сложную структуру. Общая небольшая глубина тектонической структуры составляет характерную особенность внешней зоны этой единицы. Миоценовый субстрат северо-восточнее реки Дыйе залегает на глубинах 200—800 *м* в виде зоны шириной 6—18 *км*. В холмистом районе в предгорьях Бескид это основание выходит на поверхность в виде небольших тектонических окон.

Силезская тектоническая зона восточнее реки Моравы исчезает с поверхности, уходя под Магурские клиппы. Западнее реки Моравы северная, т. е. Башкская, подзона представляет собой тектоническую чешую — клипп Здоунки. Судя по расположению тектонических окон и субсилезских пород, она была перемещена к северу приблизительно на 20—25 *км*. Крупный блок годульских пород альб-сеноманского возраста, оказывающий большое влияние на структуру этой зоны, вклинивается в нее западнее (восточнее реки Бечва). Западнее реки Бечва самая верхняя часть эоцена — олигоцена была отделена от более ранних пород, которые при перемещении к северу остались в основании покрова. Восточнее реки Бечва южная часть Силезской зоны была разбита на несколько блоков, в пределах которых породы полого падают к югу и лишь в некоторых местах умеренно смяты. Они разделены зонами взбросов северо-восточного простирания; к северо-востоку они переходят в складчатые структуры. Северная подзона Силезской зоны характеризуется многочисленными чешуями нижнего мела — нижнего альба, как бы плавающими на породах Субсилезской единицы. В некоторых местах эти чешуи достигают фронтального края флишевых Карпат.

Восточнее реки Остравице, кроме этих тектонических чешуй, от Годульского блока отделились смятые массы силезского мела титонско-аптского возраста (так называемый *Тешинский покров*) и переместились к северу с образованием нескольких частных структур.

Северная частная единица (подзона. — *Ред.*) Башка наиболее отчетливо проявляется в виде сплошной полосы, протягивающейся от Штрамберка за реку Остравице. На западе ее тектонические чешуи представлены небольшими титонскими клиппами (Скаличка, Неметице, Ясенице), перемещенными путем волочения в основании нижнемеловых пород

Силезской Годульской единицы[1]. Хорошо известная глыба пород карбонового возраста близ Хорине занимает такое же тектоническое положение.

Данные бурения, проведенного в предгорьях Бескид, свидетельствуют, что первое перемещение Субсилезской и Силезской единиц к северу произошло во фронтальной части Карпат перед ранним тортоном.

Магурская единица (зона. — *Ред.*) в западной части флишевой области разделяется на три частные единицы (подзоны. — *Ред.*): Рачанскую, Бистрицкую и Бело-Карпатскую — Оравско-Магурскую. Эти подзоны отделены друг от друга взбросами, переходящими в надвиги более высокого порядка. Субстрат палеоцена внутренней, а частично и Бистрицкой подзоны сложен мезозоем зоны клиппов. Здесь ее ларамийская структура (Пиениды) теряет свою тектоническую независимость. Внутренняя структура северной частной Магурской единицы, Рачанской, отличается смятием палеоценовых пород (редко также верхнемеловых) с образованием непрерывных продольных антиклинальных зон; они надвинуты к северу или северо-западу на продольные синклинальные зоны, которые местами осложнены более мелкой складчатостью. Во фронтальной антиклинальной зоне тектонические чешуи юрского или нижнемелового основания выдвинуты из глубины вдоль плоскости надвига. Прямых указаний на амплитуду Магурского надвига в западной флишевой области нет. Результаты бурения близ Собы (польская территория восточнее Чадца) свидетельствуют о перемещении зоны Магуры по надвигу скалывания на Силезскую единицу по крайней мере на расстояние 10 *км*. Западнее реки Моравы Магурская зона надвинута на Жданице-Субсилезскую зону. Последние перемещения по надвигу происходили после частичной денудации форланда этой единицы (надвигание на денудированные антиклинальные зоны или на более древние отложения).

Надвиг относительно узкой частной Бистрицкой единицы на Рачанскую единицу имеет меньшее значение, чем надвиг южной частной Магурской единицы на Бистрицкую единицу. В Бистрицкой единице палеоценовые породы в некоторых участках смяты в продольные, хотя обычны прерывистые антиклинали, надвинутые к северо-западу или к северу. В окрестностях Папрадно в Мариковской антиклинали были смяты мезозойские отложения, простирающиеся вплоть до зоны клиппов. В Оравском районе жесткие массы палеоце-

---

[1] Категорически не отрицая толкование автора, следует все же указать и на возможность другой интерпретации: эти глыбы могут представлять собой крупные включения в базальных слоях мела, возникшие благодаря размыву кордильеры, т. е. «осадочные клиппы» — *Прим. ред.*

новых песчанистых пород были тектонически отделены от залегающих выше эоценовых комплексов, представленных преимущественно сильно смятыми аргиллитами.

Бистрицкая единица на западе уходит под надвиг Белых Карпат южнее Угерски-Брода. Бело-Карпатская единица была перемещена далее к западу непосредственно на Рачанскую единицу. Тектонический контакт Рачанской и Бистрицкой единиц был перекрыт Бело-Карпатской единицей, перемещенной далеко к северо-западу; в пределах северо-восточной части Венского бассейна эти соотношения сохраняются под неогеновыми породами.

Южная Магурская единица (Бело-Карпатская) полого надвинута к северу на Бистрицкую единицу. В долине Бьела Вода амплитуда перемещения по надвигу достигает по крайней мере 5 *км*. Антиклинальные зоны Бело-Карпатской единицы далеко не столь выдержаны, как таковые Рачанской единицы. Синклинальные зоны в большинстве случаев характеризуются мелкой дополнительной складчатостью. Во фронтальной части Бело-Карпатской единицы близ Глука, далее в долине Бьела Вода и во внутренней Чаканской антиклинали во Вларском проходе выдвинут клипповый мезозой. В долине Бьела Вода он был расщеплен на тектонические чешуи вместе с палеоценово-эоценовыми слоями. Первоначальный контакт клипповых отложений с палеоценом Бело-Карпатской единицы стерт в результате последующих тектонических движений. Между Папрадно и Зазрива клипповый мезозой был высоко приподнят над субстратом Бело-Карпатской единицы; его палеогеновые породы не сохранились. Клипповый мезозой был надвинут прямо к северу на эоцен Бистрицкой единицы. На Зазривской площади и далее к востоку палеогеновые породы снова образуют частные клипповые синклинали, погружающиеся к востоку.

В клипповом субстрате частной Бистрицкой единицы и южной (Белые Карпаты — Оравска Магура) единицы сложная «клипповая тектоника» заканчивается в течение савской фазы складчатости. Здесь заметна южная, переходящая в юго-восточную вергенция, особенно на южном краю полосы клиппового мезозоя, который был надвинут к югу на Внутренние Карпаты. Амплитуда перемещения по надвигу колеблется. В некоторых местах характер контакта наводит на мысль о крутом наклоне плоскости надвига, в других — о пологом перекрытии с амплитудой в несколько километров.

Неогеновые радиальные нормальные сбросы достигают западной флишевой области. Их система, имеющая характерную грабеновую природу северо-северо-западного простирания шириной 30 *км*, протягивается к югу вдоль долины реки

Моравы, т. е. по направлению к Глуку, Миява-Стара Тура; к северу она протягивается до Верхнеморавского бассейна. Поперечные нормальные сбросы приблизительно меридионального простирания нарушают Бистрицкую единицу в Оравском бассейне.

На Бановской площади в Моравии, у контакта Бистрицкой и Бело-Карпатской единиц, породы, их слагающие, прорваны послетектоническими жилами андезитов, вероятно верхнетортонского возраста.

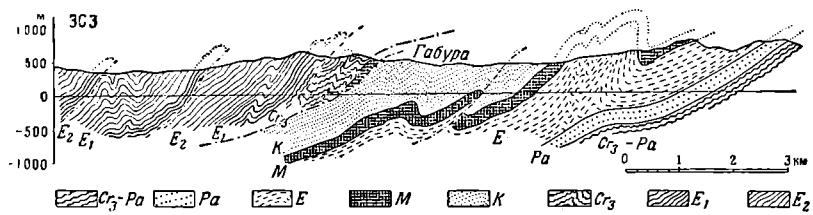
В восточной области чехословацкой флишевой зоны Дукельские складки обнаруживают продольную зональную структуру, характеризующуюся антиклинальными полосами отложений верхнемелового возраста и синклинальными зонами пород серии Кросно северо-западного простирания, местами подвергшимися мелкому дополнительному смятию. В бассейне Цирохи и далее к юго-востоку продольные структуры нарушены поперечными депрессиями и поднятиями. Одновременно появляется резко выраженная обратная вергенция к юго-западу.

Магурский покров представляет собой полого падающий надвиг скалывания, протягивающийся к северо-востоку. Тектонические окна внешнего флиша в его частной Рачанской единице находятся на расстоянии 25—30 *км* от современного северо-восточного эрозионного края Магурского покрова. Характерная особенность Магурской единицы состоит в резком сужении ее восточной части в направлении к юго-востоку. На чехословацко-советской границе ее ширина уменьшается до 10 *км*. Даже в этой суженной части можно выделить все три частные единицы (подзоны). С нашей точки зрения, этот факт свидетельствует о первичном выклинивании Магурского бассейна осадконакопления к юго-востоку.

Внутренняя (южная) частная Магурская единица, т. е. восточное продолжение единицы Белые Карпаты — Оравска Магура, тектонически отделена от палеогеновых отложений, связанных трансгрессивным налеганием с мезозойскими породами зоны клиппов. Это нарушение того же порядка, что и нарушения, отделяющие одну от другой частные Магурские единицы. На западе клипповая единица Внутренних Карпат (Пениды) потеряла свою независимость после ларамийской складчатости и стала частью Внешних Карпат, будучи включенной в послеларамийские частные Магурские единицы (Бистрицкая единица и единица Белые Карпаты — Оравска Магура). На востоке она становится частью Внешних Карпат. Однако независимость этой единицы по отношению к другим магурским структурам сохранялась даже в течение савской складчатости и более молодых тектонических движений.

Обратное надвигание (к югу и юго-западу) частных подзон Магурской зоны имеет большое значение для восточной флишевой области. Мы полагаем, что оно представляет вторичное проявление, обусловленное дополнительными движениями в течение более поздних фаз, происходившими по нарушениям, первоначально имевшим наклон к югу или юго-западу. Эта теория подкрепляется общей структурой Магурской единицы (надвиг к северо-востоку), так же как и внутренней структурой частных структурных единиц, в которых сохранилась вергенция к северо-востоку или востоку.

Фронтальная зона Рачанской единицы характеризуется продольной зональной структурой с антиклинальными зонами верхнего мела — палеоцена — нижнего эоцена северо-



Фиг. 18. Надвиг Магурского покрова на Дукельские складки в северной части бассейна р. Лаборец в восточной Словакии (А. Матейка).

Дукельские складки: Cr_3 — *Pa* — иноцерамовые слои (сенон-палеоцен); *Pa* — палеоценовые песчаники; *E* — субменилитовый эоцен; *M* — менилитовые слои; *K* — кроснепские слои (олигоцен).

Магурский покров (Рачанская частная единица). Cr_3 — иноцерамовые слои (сенон? — палеоцен); E_1 — пестрые слои (палеоцен — средний эоцен); E_2 — злинские слои (средний эоцен — верхний эоцен).

западного простирания. Западнее Вишни Грушов-Олка-Ладомировской сбросовой зоны во внутренней части Рачанской единицы наблюдается не вполне выдержанная зональная структура с широкими прерывистыми антиклинальными внедрениями, осложненными интенсивной мелкой складчатостью.

Бистрицкая единица характеризуется на северо-западе (в Бардеёвском районе) несколькими частными продольными антиклинальными зонами. Ее ширина сильно уменьшается к юго-востоку, где она представлена одной-единственной антиклинальной зоной нижнего палеоцена. Лишь в некоторых местах имеются небольшие брахиантиклинальные структуры с палеоценовыми песчаниками в ядре и брахисинклинальные структуры, выполненные бистрицкими слоями.

Внутренняя частная единица Черхов-Удава Магурской зоны отличается на северо-западе протяженными антиклинальными структурами слоев палеоценово-среднеэоценового возраста, характеризующимися сложной внутренней структурой, и, кроме того, вытянутыми брахисинклиналями отложений верхнеэоценового возраста. Восточнее реки Топля

брахисинклинали самых верхов эоцена сильно сокращаются в своем площадном распространении и единица Черхов-Удава сложена здесь более ранним палеогеном, характеризуясь сложной внутренней структурой.

Палеогеновые отложения, трансгрессивно связанные с клипповым мезозоем, интенсивно и своеобразно смяты вместе с ним в складки и принимают участие в его сложной клипповой структуре. В некоторых местах можно наблюдать вергенции частных структур к северу или северо-востоку, однако, несомненно, преобладают послепалеогеновые вергенции к югу или юго-западу. Между Дунайцем и Попрадом палеогеновые отложения чехла, подразделяющиеся по своему фациальному развитию на отложения Галиговки, Кремны и Ужака, образуют зоны, простирание которых (от запад-юго-западного до восток-юго-восточного) несколько отклоняется от общего простирания клиппов. Восточнее эти отложения уходят под Черховскую единицу, которая была надвинута назад, к юго-юго-западу. Восточнее Дунайца, на южном краю зоны клиппов, зона киёвских отложений, начинающихся восточнее поперечных сбросов близ Ш. Ястрабье, сопровождает клипповый мезозой вплоть до Подгородьского района (севернее Попричне).

В районе, расположенном между Лутиной и Мошуровым (южнее и северо-восточнее Сабинова), клипповый мезозой, появляющийся вдоль плоскости надвига, который на юге отделяет флишевые Карпаты от Внутренних Карпат, редуцирован до нескольких небольших чушей. Палеоген Киёва надвинут на эоценовые породы Центральных Карпат.

Из поперечных нарушений южной Магурской области сбросы, представляющие северное продолжение сбросов, ограничивающих массив Браниско с юга и востока, и сопряженных с ними сбросов, не имеют особого значения. Севернее и северо-восточнее Прешова можно наблюдать сгущение поперечных сбросов, имеющих простирание от меридионального до северо-восточного. Севернее Стара Любовни, в южной части Магурской зоны, продолжается Субтатранско-Ружбахская система сбросов.

Внутренняя область (внутренний карпатский палеоген)

В Фатро-Татранской области Внутренних Карпат центральнокарпатский палеоген сохранился в виде обширных денудационных останцев, часто достигая значительной мощности. На юге он перекрыт неогеновыми осадочными и вулканическими породами. Им выполнены крупные депрессии, которые могли быть заложены в процессе меловых движе-

ний. В течение савской и раннештирийской фаз они возродились и стали более резко выраженными в течение складкообразования во Внутреннем Карпатском блоке. Более поздние поднятия и опускания, а также процессы денудации определили современное распространение эоценовых осадочных пород и завершили формирование их внутренней разрывной структуры.

Узкая синклиналь, сложенная эоценовыми отложениями, окаймляет северо-западный край Малых Карпат; останцы меньших размеров встречаются в Вагской долине, севернее Пьешьяни и близ Тренчина. Стражовская, Доманижа-Жилинская и Раецкая депрессии северо-восточного простирания под углом примыкают к зоне клиппов. Они сливаются у зоны клиппов и поворачивают на восток-северо-восток. Суженная эоценовая зона продолжается на восток-северо-восток в пределы депрессии Малой Фатры по направлению к Зазриве. Эоценовые слои, выполняющие депрессию Турьецкого бассейна, протягиваются на северо-восток, выполняют Подгальскую депрессию Оравского бассейна и следуют далее на восток, в область, расположенную севернее Высоких Татр. Они оканчиваются в Спишских горах вдоль системы Субтатранско-Ружбахских сбросов. Юго-западное продолжение эоценовых отложений этих депрессий можно видеть только в бассейне верхней Нитры по другую сторону крупного поперечного поднятия фатро-татранского мезозоя с кристаллическими ядрами Жиара и Стражовских гор.

Депрессионная зона Липтовского бассейна сильно сужается в результате поперечного поднятия мезозойских пород южнее Кривани. Эоценовые породы протягиваются в Попрадский бассейн и слагают Левочские горы и южные части Любовнянских гор; они продолжаются за меридиональным выступом Браниско и следуют к Шаришским горам. Зона развития этих пород простирается на восток-северо-восток вдоль зоны клиппов и доходит до долины Цирохи, где она исчезает под покровом вулканических пород Вигорлата.

Эоценовые отложения синклинальной депрессии реки Грон (область Банска-Бистрица — Брезно) сильно нарушены денудацией.

Эоценовое выполнение части этих депрессий представляет собой синклинальные или синклинорные структуры, дифференцированные в продольном направлении. Ядра частных антиклинальных зон нередко сложены мезозойскими породами. Северное ограничение продольных главных и частных синклинальных структур в большинстве случаев имеет тектоническую природу. Север-северо-западнее синклиналей кристаллические сланцы или фатро-татранские мезозойские породы приподняты или надвинуты вдоль продольных

разрывов назад, к югу-юго-востоку, на отложения эоцена. Подобное тектоническое строение характерно для Раецкого и Липтовского бассейнов, северо-восточной части Турьецкого бассейна, южного края Попрадского бассейна и других мест. Доэоценовое основание антиклинальных зон иногда остается скрытым на глубине и выходит на поверхность только в приподнятых частях. Наиболее крупная структура этого типа представлена антиклинальной зоной, протягивающейся параллельно южному краю Внешних Карпат, от гор Гуменне на северо-запад, т. е. к Павловце-Капушани-Шамбронскому хребту — району развития мезозоя Ружбахи.

Эоцен восточной части Стражовских гор (холмистый район Стражова) обладает сложной структурой со складчатыми зонами северо-восточного простирания, нарушенными поперечными поднятиями и депрессиями и с круто падающими слоями, опрокинутыми на юго-восток.

Эоценовые отложения Центральных Карпат смяты в пологие складки. Преобладают умеренные (до средних) углы падения. Крутое падение, опрокидывание, мелкая складчатость до плойчатости наблюдаются близ разрывов и зон нарушения. Они представляют собой обычное явление в связи с перемещением по обратным надвигам и взбросам, отделяющим флишевую зону вместе с клипповой полосой от Внутренних Карпат.

Эоценовые отложения нарушены, кроме того, радиальными нормальными сбросами различного простирания. Их направление и возраст могут быть установлены довольно точно, особенно в депрессиях, которые выполнены также и неогеном.

Новые данные по области развития палеогена чехословацких Карпат были получены в результате исследований, проведенных в последнее время Д. Андрусовым, Е. Бенешовой, Ф. Хмеликом, М. Длабачем. Е. Ганзликовой, В. Гомолой, М. Элиашем, Й. Илавским, В. Канторовой, О. Кодымом, В. Лешко, А. Матейкой, Е. Менчиком, В. Песлом, Ф. Пихом, М. Пличком, В. Покорным, З. Ротом, З. Страником.

РАЗВИТИЕ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ В НЕОГЕНЕ[1]

Т. Будай

Основная особенность тектонического развития Западных Карпат в неогене состояла в постепенном затухании альпийских орогенических движений. На внешней стороне Карпат-

[1] Новые данные по геологии карпатских вулканических пород были получены М. Кутаном.

ской области в результате этих движений еще продолжались складкообразование, надвигание фронтальных покровов на передовой прогиб и дополнительное надвигание отдельных частных покровов внешней флишевой зоны. Во Внутренних Карпатах и в межгорных депрессиях происходили лишь вертикальные движения, сопровождаемые ундационным вулканизмом.

Это развитие характеризуется некоторыми типичными общими чертами:

а) Постепенным ослаблением интенсивности движений, связанных с отдельными частными фазами, и постепенным переходом к преобладанию вертикальных движений над складкообразованием.

б) Различной интенсивностью проявления орогенических фаз в пространстве и во времени, сказывающейся в большей интенсивности ранних фаз на западе и более поздних фаз на востоке.

в) В миграции движений отдельных частных фаз как в касательном (продольном) направлении с запада на восток, так и в радиальном (поперечном) направлении от внутренней стороны хребта к внешней.

г) Связью между знаком вертикальных движений во внутренних областях и складчатыми движениями во фронтальной области Карпат; последние были связаны с поднятием Центральных Карпат и межгорных депрессий или с перерывами в опускании бассейнов. Наоборот, интервалы между фазами тектогенеза отличаются интенсивным общим опусканием бассейнов и сингенетическими перемещениями их бортов вниз по сбросам.

д) Преобладанием вулканической активности на внутренней стороне Карпатского хребта.

На границе между олигоценом и нижним миоценом (древняя савская фаза, по Г. Штилле) интенсивность движений в общем была слабой. На эти движения указывает регрессивный характер осадков самых верхов олигоцена и слабая трансгрессия самой нижней части миоцена (аквитанский ярус) во внутренней Карпатской депрессии в южной Словакии. Условия во фронтальных областях однозначно еще не расшифрованы. Здесь, по-видимому, не было ни перерыва в осадконакоплении, ни сколько-нибудь значительного складкообразования.

Накопление осадков нижней части нижнего миоцена (аквитанский ярус) в общем ограничилось пределами тех бассейнов осадконакопления, которые существовали уже в олигоцене. К ним относятся передовой прогиб юго-западной Моравии и бассейн осадконакопления, расположенный вдоль Задунайского плоскогорья (горы Баконь, Гереч, Вертес) и

протягивающийся вплоть до южной части Словакии. Опускание бассейнов не было сильным. Во фронтальной области происходило осадконакопление морского характера, во Внутренних Карпатах развиты морские осадки с прослоями солоноватых отложений. В области Внутренних Карпат мощность аквитанских слоев достигает 500—600 *м*, во фронтальной области она еще не установлена.

Сильные движения были в раннем миоцене, особенно в начале раннего бурдигала (юная савская фаза, по Г. Штилле). Флишевая зона, включая и самые низы миоцена, была смята во фронтальной части Карпат в юго-западной Моравии. В области Внутренних Карпат, которая в целом претерпела поднятие, образовались мегаантиклинали и мегасинклинали. В восточной части Карпат эта фаза не была сильной.

После окончания складчатости произошло опускание Западных Карпат и началась обширная морская трансгрессия раннебурдигалского времени. С запада из передового прогиба в Австрии (австрийская моласса) трансгрессия распространилась через флишевую зону до Центральных Карпат. В Моравии образовался передовой прогиб, не имеющий четких границ (между Зноймо и Остравой), связанный с Внутренними Карпатами довольно мелким проливом. По своей форме и местоположению раннебурдигалские депрессии существенно отличались от современных бассейнов Внутренних Карпат. Они были приурочены преимущественно к местам, в настоящее время представляющим горные области, за исключением бассейна южной Словакии, который принадлежал к бассейну осадконакопления Задунайского плоскогорья. Центральные части современного Паннонского бассейна затоплены не были.

В бурдигале начались движения следующей фазы (по Г. Штилле, раннештирийской). Центральные Карпаты стали постепенно подниматься, море постепенно регрессировать, образовывались изолированные бассейны с пресноводным или континентальным осадконакоплением. Во флишевой зоне и в Австрийском передовом прогибе еще сохранились морские условия осадконакопления. Вследствие этого мощность бурдигалских осадочных пород в Центральных Карпатах обычно невелика (150—300 *м*), тогда как во флишевых областях, например в Венском бассейне, она достигает 1500 *м*. С бурдигалскими движениями связаны извержения первой риолитовой фазы вулканизма. В результате этих движений бурдигалские отложения внешних областей были смяты вместе с флишем в пологие мегаантиклинали и мегасинклинали.

Наибольшей интенсивности движения достигли в конце раннего миоцена (в гельвете sensu stricto), во время

перерыва морского осадконакопления и надвиговых движений во фронтальной области флишевых Карпат. Интенсивность этой фазы была значительной даже в восточной Словакии. Однако в то время, когда тектоническая активность этой фазы достигла кульминации во фронтальных областях, на внутренней стороне хребта уже началось новое опускание.

В результате этих движений бассейн осадконакопления раннего миоцена оказался расчлененным на систему слабо связанных друг с другом лагун, имеющих резко выраженный пресноводный характер, с типичным накоплением ржегакиевых (онкофоровых) песков и солоноватоводных, так же как и пресноводных, глин.

После прекращения этих движений Западные Карпаты вновь опустились, и в середине миоцена (позднегельветское — карпатское время) началась крупная трансгрессия. Вдоль всей внешней стороны Моравских Карпат образовался хорошо выраженный передовой прогиб и связанные с ним внутренние карпатские депрессии. По своей форме и местоположению эти депрессии еще сильно отличались от современных бассейнов и обычно соответствовали бассейнам бурдигалского времени. Вместе с тем уже появились признаки, указывающие на их современное местоположение. Центральные части Паннонской депрессии еще не были затоплены, за исключением площади осадконакопления, расположенной вдоль Задунайского плоскогорья. Одновременно с опусканием возникли сбросы, параллельные направлению Карпатского хребта. Нисходящие движения по ним продолжались и в процессе осадконакопления. Вследствие резкой дифференциации бассейнов и сбросовых движений, одновременных с осадконакоплением, фациальное развитие, а также мощности осадков позднегельветского времени весьма изменчивы. Преобладают морские отложения различных фаций. В глубоко опущенных депрессиях Внутренних Карпат (например, в Венском бассейне) их мощность достигает 2000 *м*, на менее опущенных площадях — 300—1000 *м*. В передовом прогибе фациальное развитие однообразное, опускание более слабое. Мощность преимущественно морских пелитовых осадочных пород составляет приблизительно 600 *м*.

В более позднее позднегельветское время Центральные Карпаты в результате первых движений юной штирийской фазы (Г. Штилле) претерпели постепенное поднятие и началась регрессия. Образовался ряд замкнутых лагун; осадки в некоторых из них соленосные, в других — резко пресноводные. На внешней стороне Карпат и в западной части флишевой зоны продолжалась нормальная морская седиментация.

Складкообразование и поднятие достигли кульминации на рубеже между позднегельветским и тортонским временем, когда произошла общая регрессия, главным образом во фронтальной области, и надвигание флишевых покровов на часть позднегельветского передового прогиба. Во Внутренних Карпатах складчатые движения были наиболее слабыми; там они выразились лишь в поднятии и в перерыве осадконакопления. Продолжению внутригельветских движений соответствует первая фаза риолитового вулканизма.

В процессе движений, имевших место между гельветом и тортоном, образовался новый передовой прогиб, расположенный ближе к Чешскому массиву[1]. На площади флишевой зоны на западе (в Венском бассейне) и во Внутренних Карпатах вдоль новых или обновленных продольных сбросов возникла система межгорных депрессий. Занимаемая ими площадь в целом соответствует современным бассейнам Внутренних Карпат. Лишь центральные части Паннонской депрессии в Венгрии еще оставались за пределами области развития основных нормальных сбросов.

Движения этой фазы происходили не в одно и то же время по всей длине хребта Западных Карпат и с разной интенсивностью. На западе движения были интенсивными на рубеже гельвета и тортона, однако они не были длительными. Уже в раннем тортоне они сменились новым опусканием и трансгрессией раннего тортона во вновь образованный передовой прогиб и межгорные депрессии (Венский и Дунайский бассейны). Восточная область оставалась приподнятой в течение всего раннего тортона; позднегельветская складчатость здесь проявилась сильнее.

Тортонский век характеризуется чередованием периодов опускания и складкообразования. Для периодов складкообразования характерны поднятие и регрессия в депрессиях Внутренних Карпат и надвиговые движения во фронтальных областях Карпат. Эти интервалы сменялись периодами интенсивного опускания, которые сопровождались нормальным глыбовым сбросообразованием с движениями по сбросам, одновременными с осадконакоплением. Поэтому для тортона характерна синтектоническая седиментация, отличающаяся значительными фациальными изменениями и сильными колебаниями мощности осадочных пород в разных бассейнах и в отдельных частных блоках. На внутренней стороне дуги, где преобладали вертикальные движения, проявился интенсивный риолитовый и андезитовый вулканизм второй фазы.

---

[1] Правильнее, вероятно, говорить о смещении более раннего прогиба. — *Прим. ред.*

В западной части Карпат, в Моравии, складкообразование проявилось частично на границе между верхним гельветом и ранним тортоном и очень отчетливо — между ранним и поздним тортоном. Более поздние фазы в позднем тортоне различимы уже слабо. Между ранним и поздним тортоном флишевые покровы во фронтальной области Карпат были сдвинуты на часть раннетортонского передового прогиба. Новый позднетортонский передовой прогиб был образован только в северной Моравии, в районе Опавы. Юго-западнее Моравских Ворот передовой прогиб замкнулся в течение фазы складкообразования между ранним и поздним тортоном.

В восточной части чехословацких Карпат было доказано также проявление интенсивных движений в позднем тортоне. Они вызвали регрессию в верхнем тортоне (с образованием лагун с соленосными осадками); нижняя часть нижнетортонских слоев была смята в складки. На морском верхнем тортоне несогласно отложились осадки самых верхов тортона резко выраженного пресноводного характера, которые были также довольно сильно смяты в складки. Интенсивность складчатости понижается по направлению к внутренней стороне хребта.

В течение тортона не только во внутренних, но и во флишевых Карпатах происходили движения по новым или обновленным продольным нарушениям, так же как и по радиальным нарушениям, грубо перпендикулярным Карпатскому хребту. Смещения вниз по сбросам, которые были приурочены к этим двум системам нарушений, привели к формированию очень сложной тектонической структуры во всех послегельветских бассейнах Внутренних Карпат. Довольно большие смещения по сбросам особенно характерны для продольных нарушений. Они происходили одновременно с осадконакоплением, так что в настоящее время можно установить, как смещение по сбросам увеличивается с глубиной. Эти перемещения оказывали влияние на осадконакопление в течение всего тортона, и они же обусловили не только сильное колебание мощности тортонских осадочных пород, но и их резкие фациальные изменения. К системе этих нарушений относятся, с одной стороны, разрывы, отделяющие передовой прогиб от Чешского массива, с другой — внутренние и краевые нарушения межгорных депрессий. К ним относятся, например, Штайнбергское и Шраттенбергское нарушения в Венском бассейне, сброс Малых Карпат в Дунайском бассейне, сбросы Капушани-Топля в неогене восточной Словакии и др. Смещения по этим разрывам часто превышают 1000 *м*.

Радиальные (поперечные) нарушения в большинстве случаев представляют собой более ранние сбросы, заложенные

довольно глубоко в субстрате. Повторные движения по ним происходили во время фаз наиболее интенсивного складкообразования, когда Карпатский хребет сильно изгибался к северу. По мере постепенного ослабления интенсивности складкообразования и перемещений по надвигам во фронтальных районах Карпат интенсивность движений по этим сбросам также ослабевала. Поэтому они оказали довольно сильное влияние на позднетортонское осадконакопление только на востоке, где интенсивность поздних тортонских фаз была еще довольно большой.

Скорость опускания и интенсивность вулканической деятельности в тортоне непосредственно зависели от интенсивности движений. Поэтому вулканизм был более интенсивным на востоке, и в том же направлении увеличивается мощность осадочных пород. Вулканизм в передовом прогибе в Моравии и в Венском бассейне был умеренным и проявлялся лишь в довольно слабом излиянии риолитов, главным образом в раннем тортоне. То же происходило и в западных частях Дунайского бассейна. В центральной и восточной Словакии тортон характеризуется интенсивным андезитовым и риолитовым вулканизмом. Главные центры извержений по большей части следуют направлению важнейших продольных дислокаций. Тортонские андезиты и риолиты относятся ко второй фазе неогенового вулканизма.

Мощность тортонских осадочных пород достигает в краевом прогибе 300—800 *м*, в Венском бассейне — 2000—2500 *м*, в восточной Словакии — 3000—4000 *м*.

Движения, происходившие в тортоне, привели к формированию основных черт орографии современных Западных Карпат и к их отделению от средиземноморских областей. Поэтому тортон отличается постепенным преобладанием регрессивных и пресноводных фаций континентальных солоноватых морей над нормальными морскими фациями. Эта эволюция достигла своей кульминации в движениях на границе между тортонским и сарматским веками. На западе эта фаза складчатости характеризуется слабой интенсивностью. Более отчетливой она была на востоке, где во фронтальных областях (СССР) происходили перемещения по надвигам и складкообразование (молдавская фаза, по Г. Штилле). В связи с этим на внутренней стороне Карпатского хребта также проявилась эта фаза, выразившаяся в умеренной складчатости верхнего тортона и главным образом в отчетливом проявлении радиальных сбросов. Последние на западе на рубеже между сарматом и тортоном уже утратили активность. Однако во всей области Западных Карпат фаза на границе тортона и сармата выразилась в регрессии.

Образование новых региональных нормальных сбросов сопровождалось новой сарматской «пресноводной» трансгрессией. По своей форме и рельефу бассейны существенно не отличались от позднетортонских. Даже сбросы, которыми эти бассейны ограничены или разбиты в своих внутренних частях, идентичны тортонским сбросам. Тем не менее есть различия между западной и восточной областями. На западе бассейны опускались только по продольным сбросам. Наоборот, на востоке важную роль играли также радиальные сбросы; они влияли не только на форму бассейнов, но и на их внутренний рельеф. К системам этих сбросов относятся, например, сбросы Горнад,Ториса, Сечовце и Лаборец. Интенсивность движений оказала также первостепенное влияние на сарматский вулканизм, фации и мощность осадков.

Сарматский ярус представлен главным образом солоноватыми фациями. В сильно изолированных бассейнах внутри Карпат и в областях с интенсивной вулканической деятельностью для него характерны (особенно для верхнего сармата) пресноводные фации.

В передовом прогибе осадконакопление уже отсутствовало. В Венском и Дунайском бассейнах мощность сарматских отложений достигает 600—800 *м*, в восточной Словакии она составляет около 1000 *м*.

Венский бассейн и западные районы Дунайского бассейна характеризуются весьма слабым вулканизмом. В центральной и восточной Словакии продолжались излияния андезитов и риолитов второй фазы, причем андезиты этой фазы преобладают в восточной Словакии. Центры вулканической активности следовали не только продольным, но и радиальным линиям нарушений.

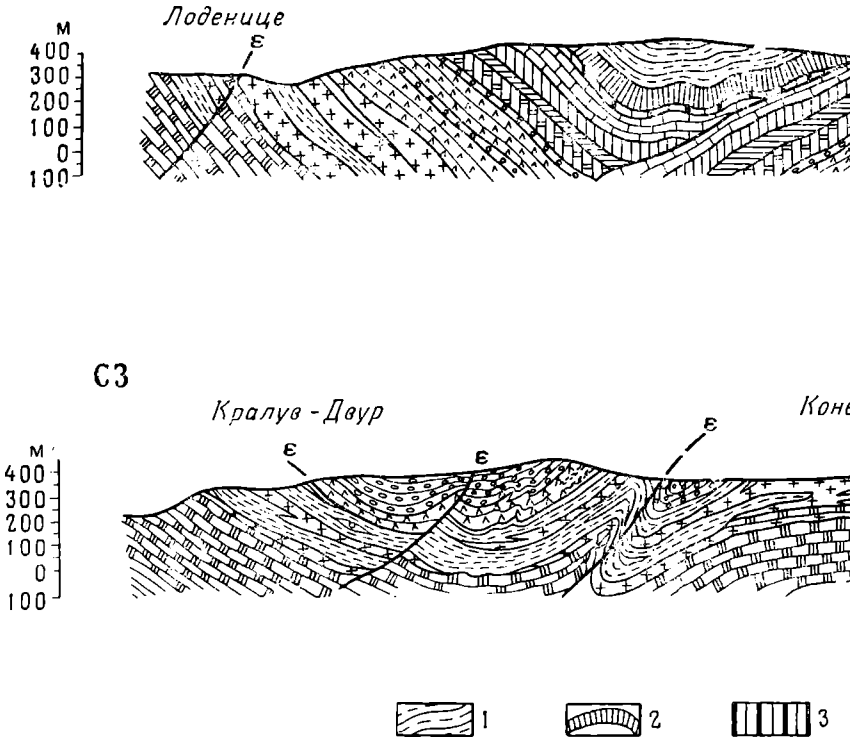
Движение на границе сарматского и маннонского времени (нижний плиоцен — аттическая фаза, по Г. Штилле), проявившиеся в Западных Карпатах складчатостью, не были продолжительными. К концу сармата имело место только поднятие большинства депрессий, а также регрессия. Однако сразу вслед за этим началось новое опускание. Центральные части Паннонского бассейна в Венгрии, т. е. те части, которые в течение торгона и сармата представляли собой площади ограниченного осадконакопления или были сушей, наиболее сильно были затронуты нормальным сбросообразованием. Наоборот, части тортоно-сарматских бассейнов, достигавшие наибольших глубин в Карпатах, остались приподнятыми и паннонская трансгрессия их не затронула. Общее опускание и перемещение вниз по сбросам в пределах чехословацких депрессий Внутренних Карпат в раннем панноне были сравнительно небольшими. Аккумуляция паннонских осадков по сравнению с более ранним миоценом и более молодым

плиоценом была еще меньшей. Более слабая интенсивность сбросообразования отразилась также в меньшей фациальной изменчивости осадков и в слабой вулканической активности. По своей форме бассейны, за исключением заново затопленных центральных площадей Паннонской депрессии, существенно не отличаются от сарматских бассейнов. Сбросы, активные в течение раннего паннона, остались теми же, что и в сармате. На западе это относится к особенно важным продольным дислокациям. На востоке наибольшая активность была приурочена к радиальным сбросам, однако движения по продольным нарушениям также заметны. Мощность нижнепаннонских осадочных пород в Венском и Дунайском бассейнах достигает 100—800 *м*. Передовой прогиб и восточная Словакия не затоплялись.

Вертикальные движения возобновились в позднем паннoне (понтический век). На западе обширные площади, которые не были затоплены в течение паннона, опустились по продольным, а на востоке — по продольным и радиальным дислокациям; поэтому бассейны снова протянулись далеко в глубь Карпат. Очертания этих бассейнов в основном совпадают с границами бассейнов, образовавшихся в тортоне. Одновременно с сильным опусканием бассейнов происходило и интенсивное поднятие современных Карпатских горных массивов. Вертикальные движения продолжались в течение всего позднепаннонского осадконакопления; поэтому последнее характеризуется интенсивной аккумуляцией терригенного материала, быстро привносимого в сильно опускающиеся бассейны. Фации позднего паннона в Чехословакии имеют пресноводный характер, и лишь в центральных частях Паннонского бассейна они переходят в горизонтальном направлении в солоноватые конгериевые фации каспийского типа.

Позднепаннонская трансгрессия распространилась через Венский бассейн до передового прогиба, захватив бассейн реки Моравы. Большая часть Венского бассейна была затоплена. Дунайская аллювиальная равнина также стала бассейном осадконакопления, включившим заливы, которые проникли далеко во Внутренние Карпаты (бассейны Илавы и Банова). Восточно-Словацкая закарпатская область также представляла собой пресноводное озеро. Мощность осадочных пород верхнего паннона достигла в передовом прогибе 100—150 *м*, в Венском бассейне — 300—600 *м*, в центральных частях Дунайского бассейна — 1000—2000 *м*. В восточной Словакии максимальная мощность в центральных частях бассейна до сих пор не установлена; вероятно, она может достигать 600—900 *м*.

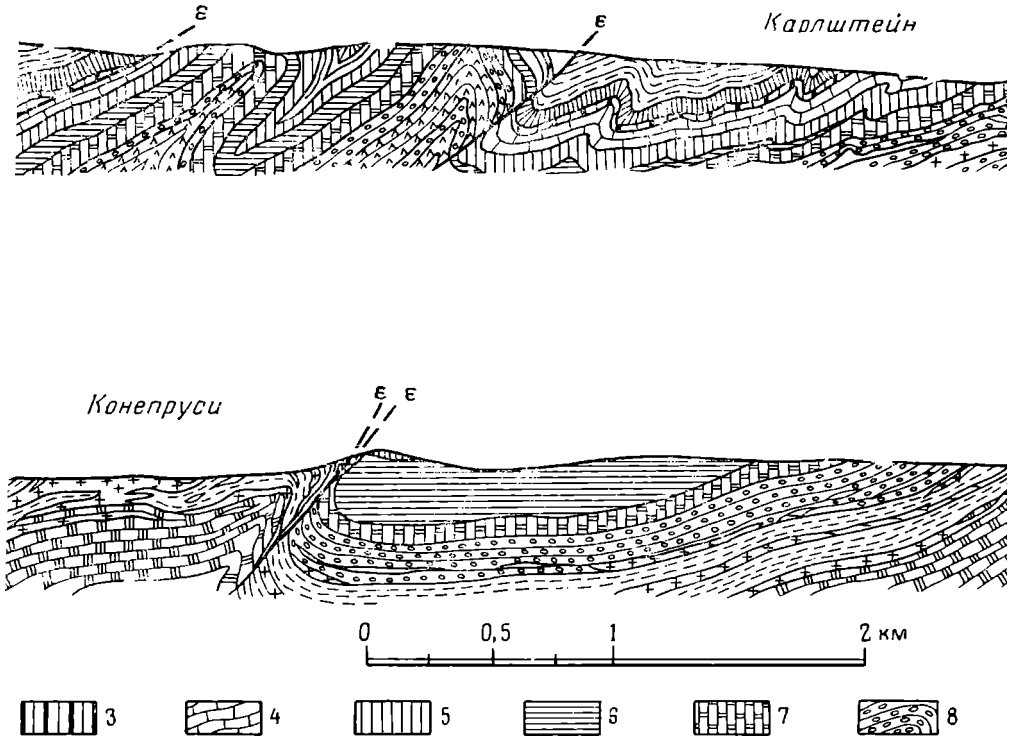
В конце позднего паннона опускание постепенно прекратилось, бассейны заполнились осадками и стали высыхать.



I. Геол

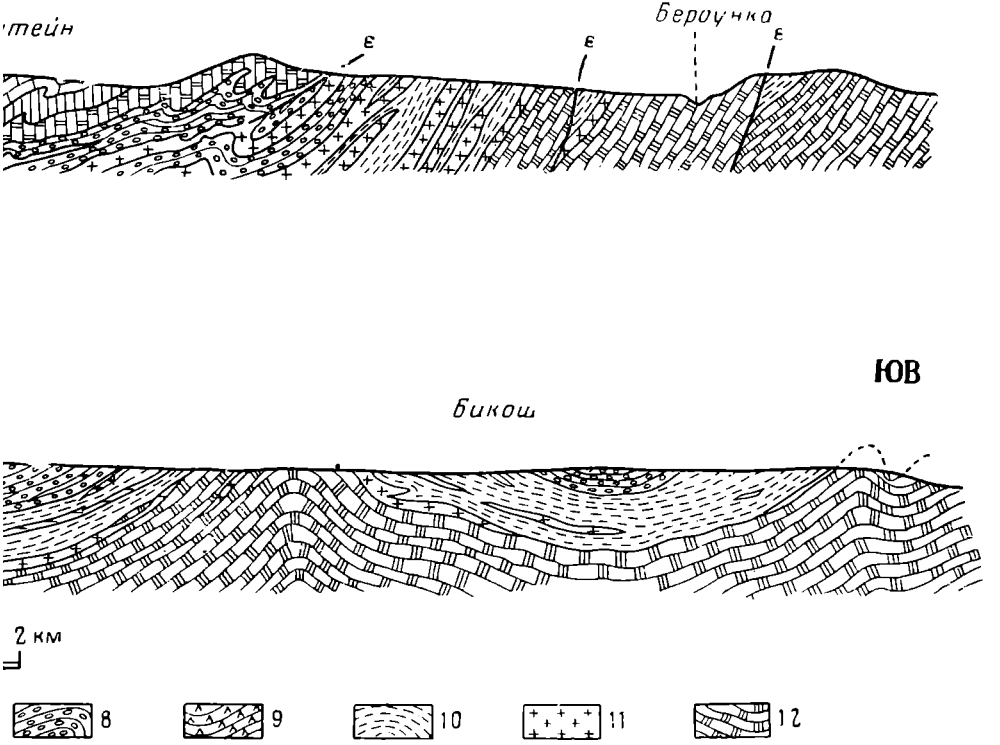
Девон. *1* — слои Србско; *2* — глубочепские известняки; *3* — сланцы Дал
6 — нижняя часть браникских известняков; органогенно-обломо
Силур. *7* — лохковские известняки; *8* — буднянские слои; *9* — буднянски

Зак. 668.



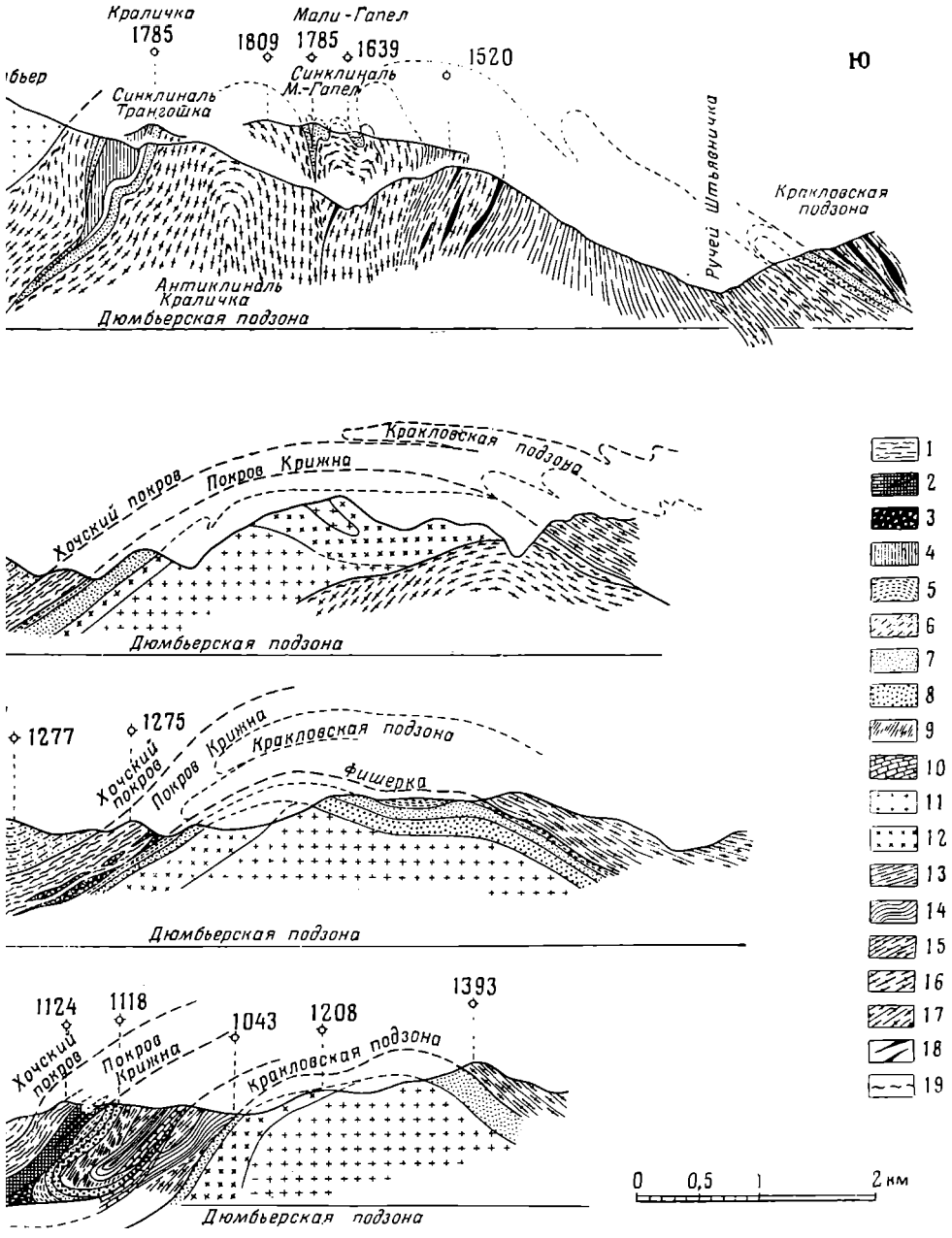
I. Геологические разрезы через Баррандову область в масштабе 1 : 25 000. Составил

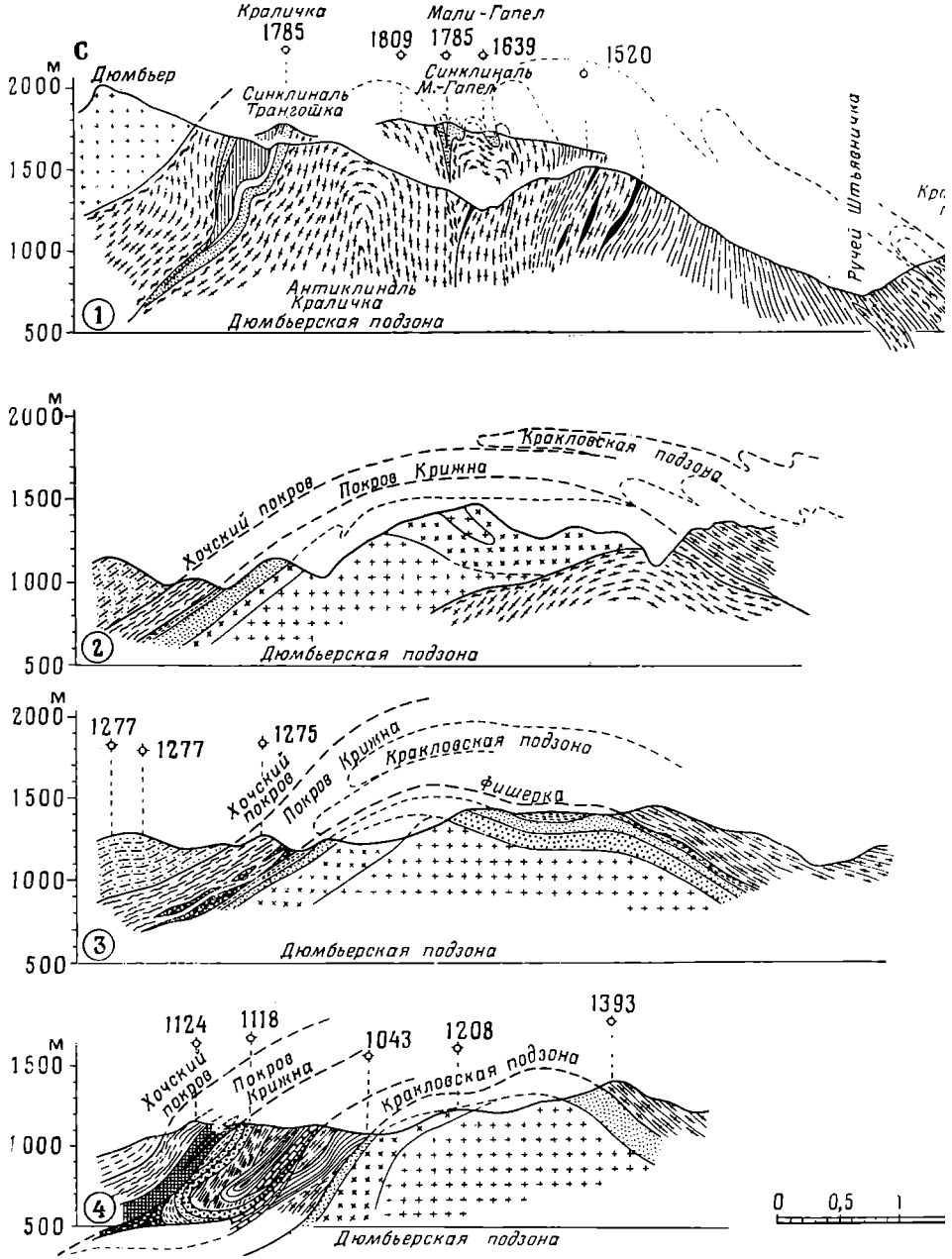
3 — сланцы Далейе; *4* — злиховские известняки; *5* — нижняя часть браникских известняков; глинистые разнови
аногенно-обломочные разновидности (верхнеконепрусские, сливенецкие и винаржицкие известняки).
; *9* — буднянские слои, вулканическая толща; *10* — литеньские слои; *11* — диабазы; *12* — ордовикские отложения;

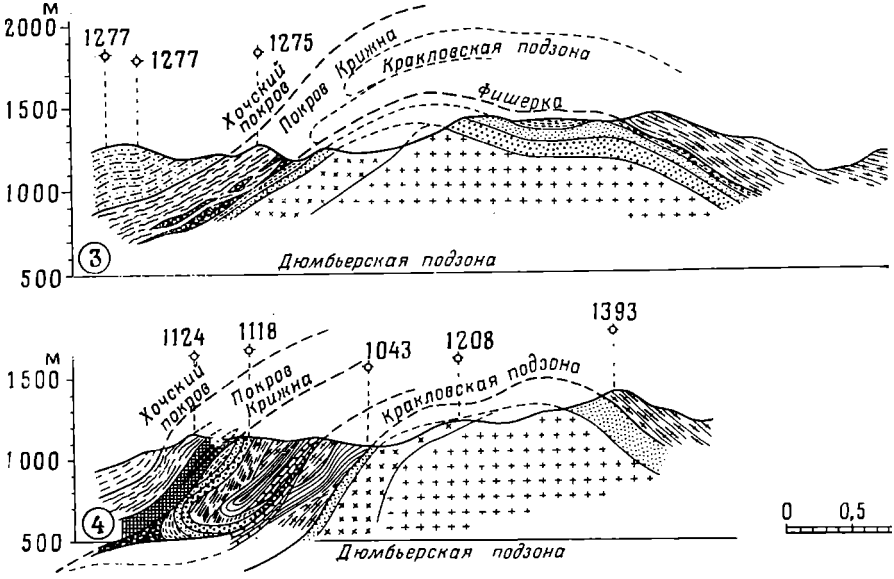


)00. Составил Й. Свобода и Р. Горный в 1958 г.

линистые разновидности (дворце-прокопские, ржепорские и лоденицкие известняки);
няки).
икские отложения; ε — продольные нарушения.


Краличка
1785
Мали-Гапел
1809
1785
1639
1520
Ю
Синклиналь Транзошка
Синклиналь М.-Гапел
Ручей Штьяничка
Кракловская подзона
Антиклиналь Краличка
Дюмбьерская подзона
Кракловская подзона
Хочский покров
Покров Крижна
Дюмбьерская подзона
1277
1275
Хочский покров
Покров Крижна
Кракловская подзона
Фишерка
Дюмбьерская подзона
1124
1118
1043
1208
1393
Хочский покров
Покров Крижна
Кракловская подзона
Дюмбьерская подзона
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
0
0,5
1
2 км

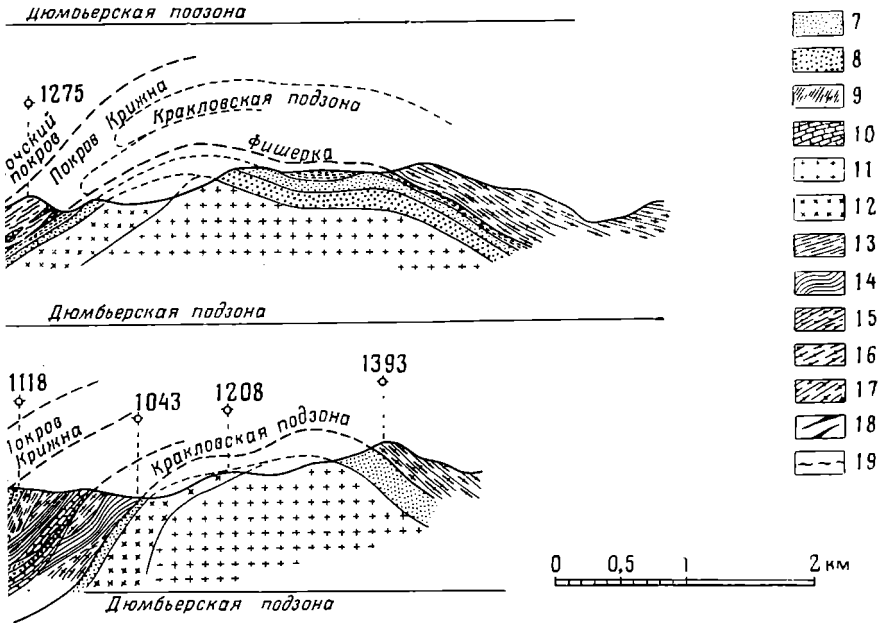

С
Краличка
1785
Мали-Гапел
1809
1785
1639
1520
Дюмбьер
Синклиналь Трангоїшка
Синклиналь М.-Гапел
Ручей Штьяваничка
Антиклиналь Краличка
Дюмбьерская подзона
1
Кракловская подзона
Покров Кривна
Хочский покров
Дюмбьерская подзона
2
1277
1277
1275
Хочский покров
Покров Кривна
Кракловская подзона
Фишерка
Дюмбьерская подзона
3
1393
1124
1118
1043
1208
Хочский покров
Покров Кривна
Кракловская подзона
Дюмбьерская подзона
4
0
0,5
1
м
2000
1500
1000
500



II. Геологические разрезы через осевую депрессию Низких Татр восточнее Ч вала (*2—4*) и Дюмбьерское поднятие (*1*) (V. Zoubek, 1951).

1. Тонкослоистые пятнистые мергелистые известняки и мергели — неоком (в основании в некоторых ского покрова скалывания.
2. Пестроцветные, главным образом красные сланцы с прослоями светлых доломитов; верхни покрова.
3. „Ячеистые известняки" — дробленые и частично демагнезифицированные триасовые доломиты (.Г ской и Кракловской подзонах.
4. Известняки, доломиты — средний триас.
5. Сланцы, песчанистые сланцы, песчаники.
6. Верфенские слои с геосинклинальными вулканитами (мелафирами) — Хочский покров скалыв
7. Кварциты (кварцитовые песчаники).
8. Кварцитовые конгломераты (базальный горизонт нижнего триаса).
9. Сланцы, главным образом красные. } Пермь осадочной оболочки кристаллического компле
10. Аркозы. } зоны.
11. Дюмбьерские граниты; кварц-биотитовые диориты (татриты) в Дюмбьерской подзоне.
12. Дюмбьерские граниты с многочисленными дайками и прожилками светлых биотитовых гранод
13. Парагнейсы и артеритовые мигматиты в Дюмбьерской подзоне.
14. Парагнейсы и мигматиты, подвергшиеся слабому диафторезу.
15. Хлорит-мусковитовые филлитовые слюдяные сланцы, идентичные парагнейсам и мигматитам, п вергшиеся сильному диафторезу.
16. Мигматитовые (метасоматические) гранито-гнейсы (докембрийские синметаморфически-синкинем в Дюмбьерской подзоне.
17. Гранито-гнейсы, подвергшиеся слабому диафторезу, в Кракловской подзоне.
18. Амфиболиты.
19. Милониты.

На серии приблизительно меридиональных разрезов, следующих с запада (1) на восток (*4*), нический стиль геологической структуры ядерных горных хребтов и его постепенные изменен поднятия к области осевой депрессии. Область осевого поднятия ядра Низких Татр, Дюмбьерск состоит из крупных складок, размеры которых достигают сотен и тысяч метров. Чешуи (или Вепорского кристаллического комплекса, которые подверглись сильной внутренней деформации и ное время (Кракловская подзона), надвинутые с юга, удерживаются антиклинальным барьером о этому не выдвигаются далеко на север. В области осевой депрессии (разрезы *2* и *3*) этот барьер чего чешуи (опрокинутые складки) выдвинуты дальше к северу; тектонически отделенный крижна дит через Дюмбьерскую антиклинальную зону и достигает, хотя и в значительно уменьшенном в нижних членах), северного склона горы. После дальнейшего понижения дюмбьерского мегаан в более глубокую часть осевой депрессии (разрез *4*) кристаллические антиклинальные ядра Кракл достигают северного склона Низких Татр, где они погружаются („закутываются") в свою собств лочку (покров Крижна), тектонически перемещенную на это место несколько раньше. Кроме того, руют интерпретацию автором отношения покрова Крижна к своей корневой кристаллической м зоны и характеризуют отчетливую северную вергенцию структур. Из других имеющих большое зн лиший показан контакт основания Дюмбьерского массива (дискордантный лакколит), который, п чально представлял собой нормальный (магматический) базальный контакт, тектонически актив ное время.

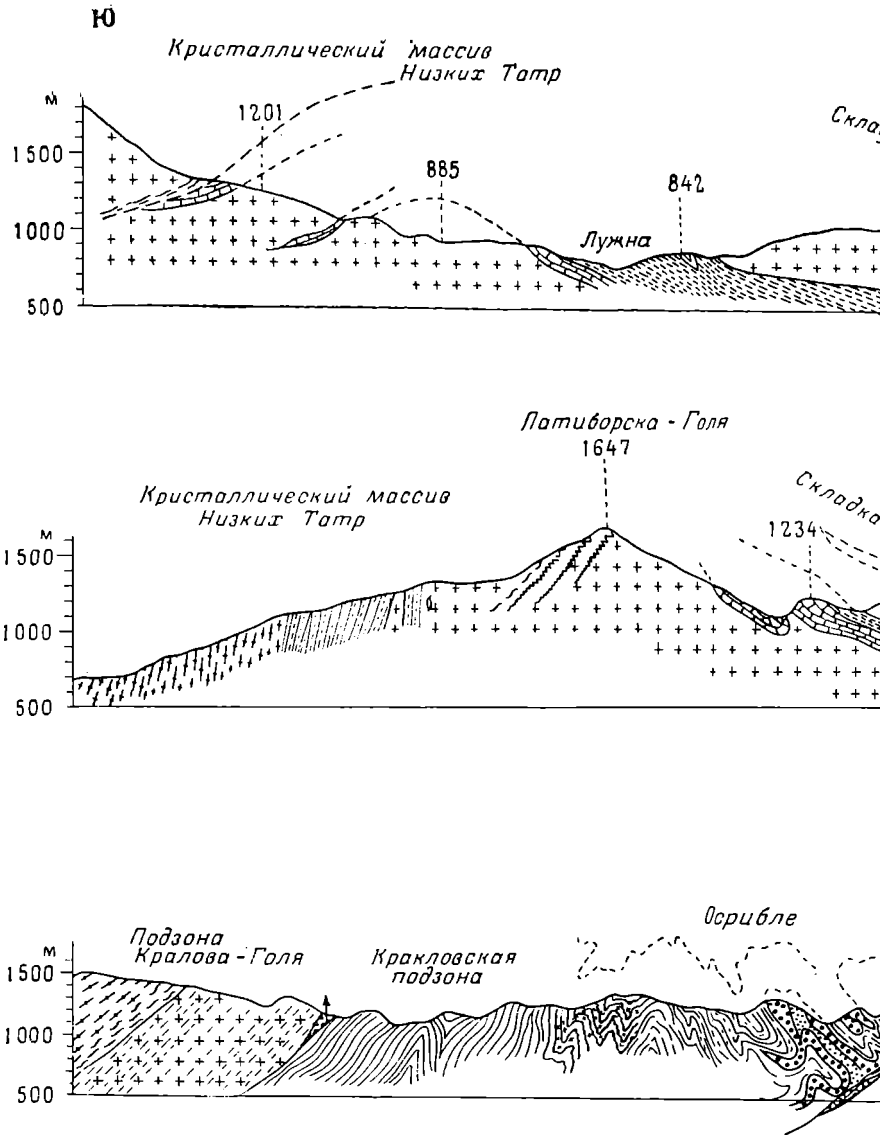


зрезы через осевую депрессию Низких Татр восточнее Чертовицкого перевала (*2—4*) и Дюмбьерское поднятие (*1*) (V. Zoubek, 1951).

тые мергелистые известняки и мергели — неоком (в основании в некоторых местах юра) Крижнанания.
ым образом красные сланцы с прослоями светлых доломитов; верхний триас Крижнанского

" — дробленые и частично демагнезифицированные триасовые доломиты („раувакки") в Дюмбьерподзонах.
— средний триас.
сланцы, песчаники.
геосинклинальными вулканитами (мелафирами) — Хочский покров скалывания.
ле песчаники).
ераты (базальный горизонт нижнего триаса).
азом красные. } Пермь осадочной оболочки кристаллического комплекса Кракловской подзоны.
; кварц-биотитовые диориты (татриты) в Дюмбьерской подзоне.
с многочисленными дайками и прожилками светлых биотитовых гранодиоритов.
товые мигматиты в Дюмбьерской подзоне.
нты, подвергшиеся слабому диафторезу.
филлитовые слюдяные сланцы, идентичные парагнейсам и мигматитам, подиафторезу. } В Кракловской подзоне.
матические) гранито-гнейсы (докембрийские синметаморфически-синкинематические гранитоиды)
не.
ргшиеся слабому диафторезу, в Кракловской подзоне.

ельно меридиональных разрезов, следующих с запада (1) на восток (*4*), иллюстрирован тектоеской структуры ядерных горных хребтов и его постепенные изменения от области осевого й депрессии. Область осевого поднятия ядра Низких Татр, Дюмбьерская подзона (разрез *1*), док, размеры которых достигают сотен и тысяч метров. Чешуи (или опрокинутые складки) ого комплекса, которые подверглись сильной внутренней деформации и диафторезу в неоидподзона), надвинутые с юга, удерживаются антиклинальным барьером осевого поднятия и поалеко на север. В области осевой депрессии (разрезы *2* и *3*) этот барьер исчезает, вследствие складки) выдвинуты дальше к северу; тектонически отделенный крижнанский мезозой прохонтиклинальную зону и достигает, хотя и в значительно уменьшенном виде (особенно в своих о склона горы. После дальнейшего понижения дюмбьерского мегаантиклинорного барьера евой депрессии (разрез *4*) кристаллические антиклинальные ядра Кракловской подзоны также на Низких Татр, где они погружаются („закутываются") в свою собственную осадочную обоектонически перемещенную на это место несколько раньше. Кроме того, эти разрезы иллюстриром отношения покрова Крижна к своей корневой кристаллической массе Кракловской подтливую северную вергенцию структур. Из других имеющих большое значение тектонических нования Дюмбьерского массива (дискордантный лакколит), который, по-видимому, первона- нормальный (магматический) базальный контакт, тектонически активизированный в неоидное время.

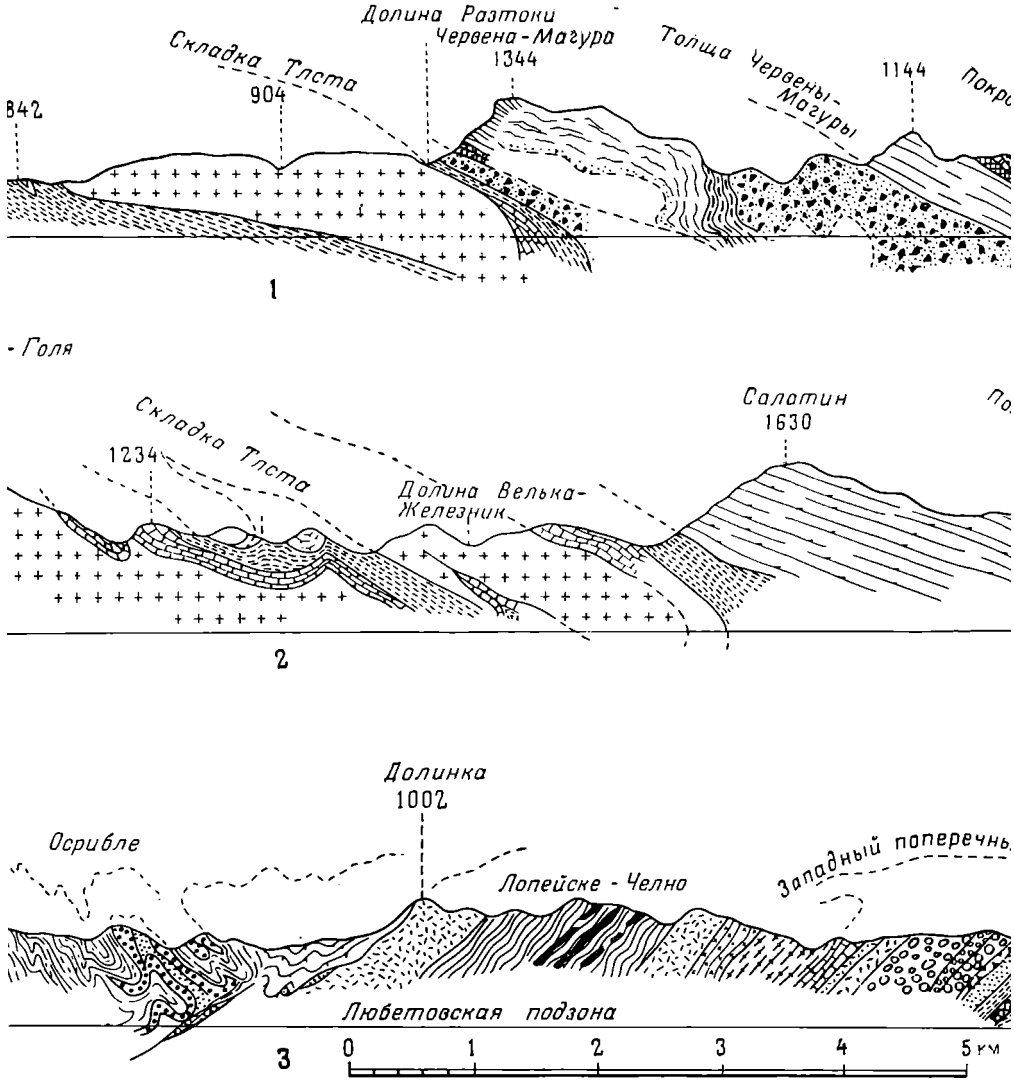


III. Геологические разрезы через северо-западную часть Низких

Четвертичные отложения. 1 — травертин.

Палеоген. 2 — мергелистые сланцы и песчаники; 3 — базальные конгломераты и нummулитовые эоценовые известняки (люгетский ярус).

Нижний мел (неоком). 4 — мергелистые известняки и мергели (включая кальпионел-

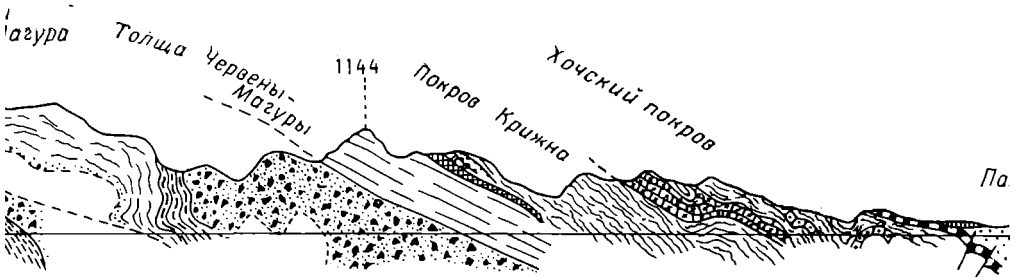


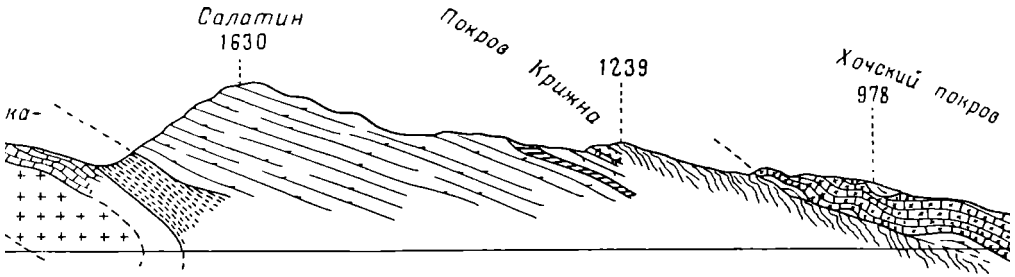
адную часть Низких Татр и северный склон Вепорских гор в пределах Подбрезовского р

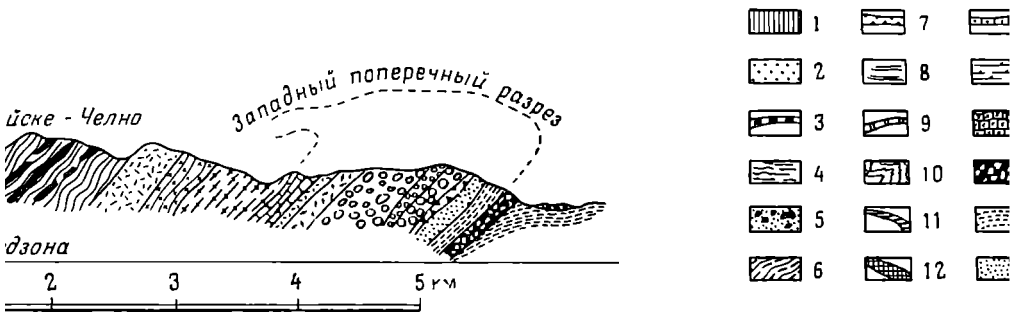
игломераты и нум-

ключая кальпионел-
е и кремнистые из-

Донсоидные кристаллические комплексы. 26 — граниты, гранодиориты, тронд
27 — мигматиты; 28 — вепорские граниты со слабо ориентированной текстурой; 29 — в
ские граниты с сильно ориентированной текстурой (филлонитовые граниты); 30 — парагне
в Кракловской подзоне по большей части подвергшиеся диафторезу до мусковит-хло
вых слюдяных сланцев; 31 — мигматиты Кракловской подзоны, подвергшиеся сильному







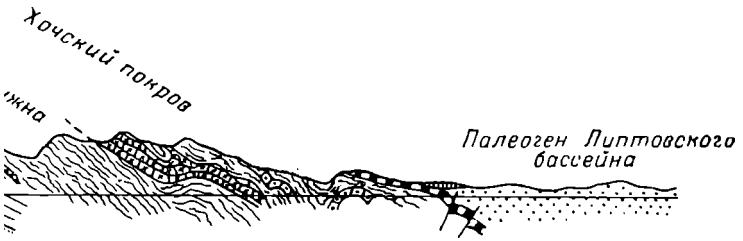
орских гор в пределах Подбрезовского района (разрезы *1* и *2* — J. Koutek, 1928; разрез *3*

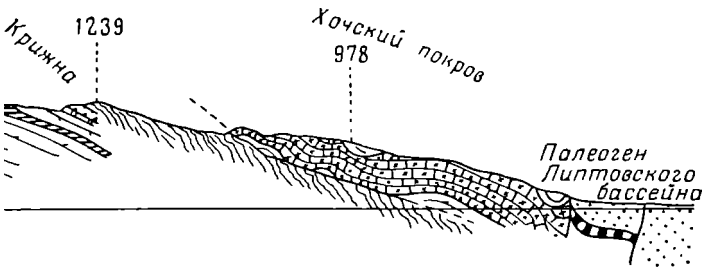
е комплексы. *26* — граниты, гранодиориты, тоналиты; аниты со слабо ориентированной текстурой; *29* — непорной текстурой (филлонитовые граниты); *30* — парагнейсы, й части подвергшиеся диафторезу до мусковит-хлоритотиты Кракловской подзоны, подвергшиеся сильному диаанито-гнейсы; *33* — амфиболиты; *34* — милониты; *35* — руд*и* — минеральные источники.

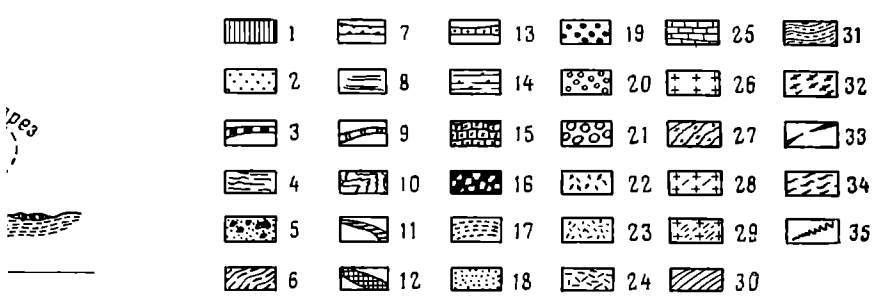
чешуйчатую структуру, характеризующуюся северной сталлического ядра Дюмбьерской подзоны.

Кракловская подзона сложена преимущес вергшимися сильному диафторезу (в большинств альбитовых филлонитов) и интенсивной повторн

Любетовская подзона была сформирован ную антиклинальную структуру, опрокинутую крова, покрывающего ее тектонически. Ясно вы жений этого региона (большая мощность на сев ние к югу вплоть до полного выклинивания). залегающего на автохтонном комплексе Любет



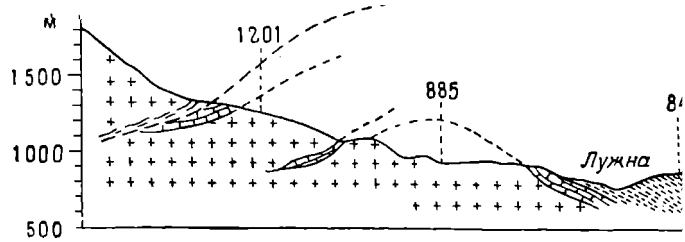


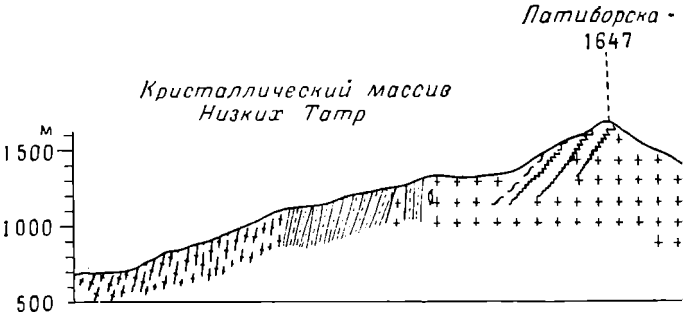


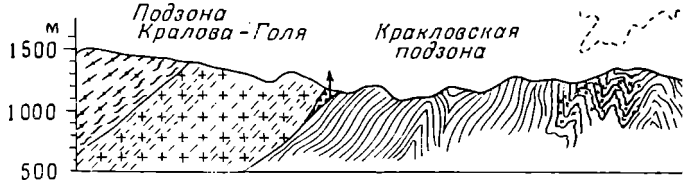
(разрезы *1* и *2* — J. Koutek, 1928; разрез *3* — V. Zoubek, 1931).

Краковская подзона сложена преимущественно докембрийскими парагнейсами, подвергшимися сильному диафторезу (в большинстве случаев с образованием хлорит-мусковит-альбитовых филлонитов) и интенсивной повторной складчатости в неоидное время.

Любетовская подзона была сформирована в неоидное (ларамийское?) время в крупную антиклинальную структуру, опрокинутую к северу, вместе с мезозоем Хочского покрова, покрывающего ее тектонически. Ясно выражен грабенный характер пермских отложений этого региона (большая мощность на северном крыле антиклинали, быстрое утонение к югу вплоть до полного выклинивания). Тектонический срыв (décollement) мезозоя, залегающего на автохтонном комплексе Любетовской подзоны, подтверждается тем, что нижнетриасовые кварциты образуют только линзы, подстилающие среднетриасовые доломиты, которые обычно залегают непосредственно на кристаллических сланцах. О тектони-







III. Геологические разрезы через северо-запад

Четвертичные отложения. *1* — травертин.

Палеоген. *2* — мергелистые сланцы и песчаники; *3* — базальные конг. мулитовые эоценовые известняки (люгетский ярус).

Нижний мел (неоком). *4* — мергелистые известняки и мергели (вкл ловые известняки); *5* — мергелистые сланцы и песчаники; *6* — зоогенные і вестняки.

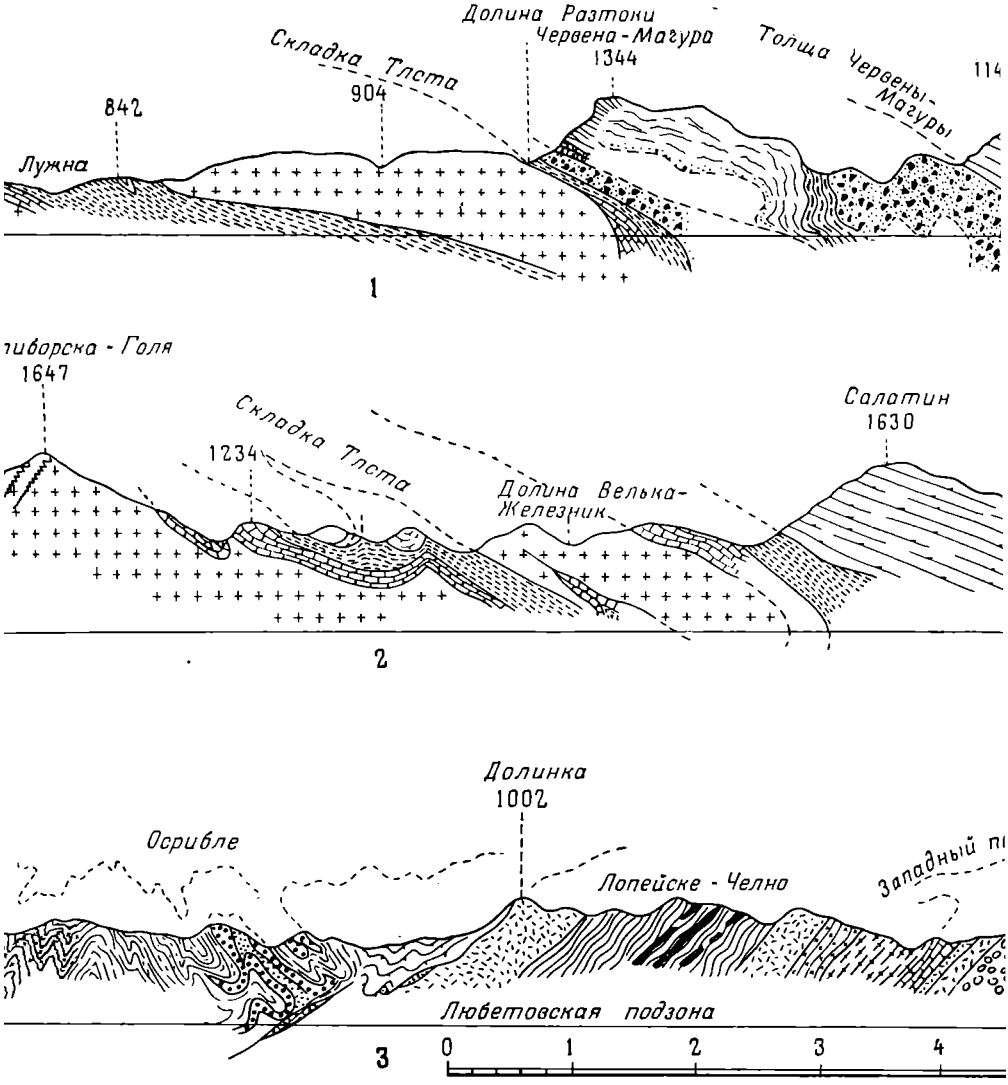
Юра. *7* — доггер; *8* — песчаники, песчанистые известняки и известня и лейас.

Верхний и средний триас. *10* и *11* — лунцские песчаники и рейнг (карнийский ярус); *10* — в Хочском покрове; *11* — в виде прослоя в доломі покрова; *12* — кейпер; *13* — райфлингские кремнистые известняки (верхни ломиты среднего и верхнего триаса; *15* — среднетриасовые известняки; *16*

Нижний триас. *17* — верфенские слои; *18* — нижнетриасовые квар мератовые кварциты.

Пермь. *20* — граувакки; *21* — полигенные конгломераты; *22* — пор *23* — порфироиды; *24* — микрограниты; *25* — аркозы.

Зак. 668.



еверо-западную часть Низких Татр и северный склон Вепорских гор в пределах Подбрезо

зальные конгломераты и нум-

мергели (включая кальпионел-
— зоогенные и кремнистые из-

ки и известняки лейас; *9* — рэт

ники и рейнграбенские сланцы
слоя в доломите Крижнанского
няки (верхний ладин); *14* — до-
известняки; *16* — „раувакки".
асовые кварциты; *19* — конгло-

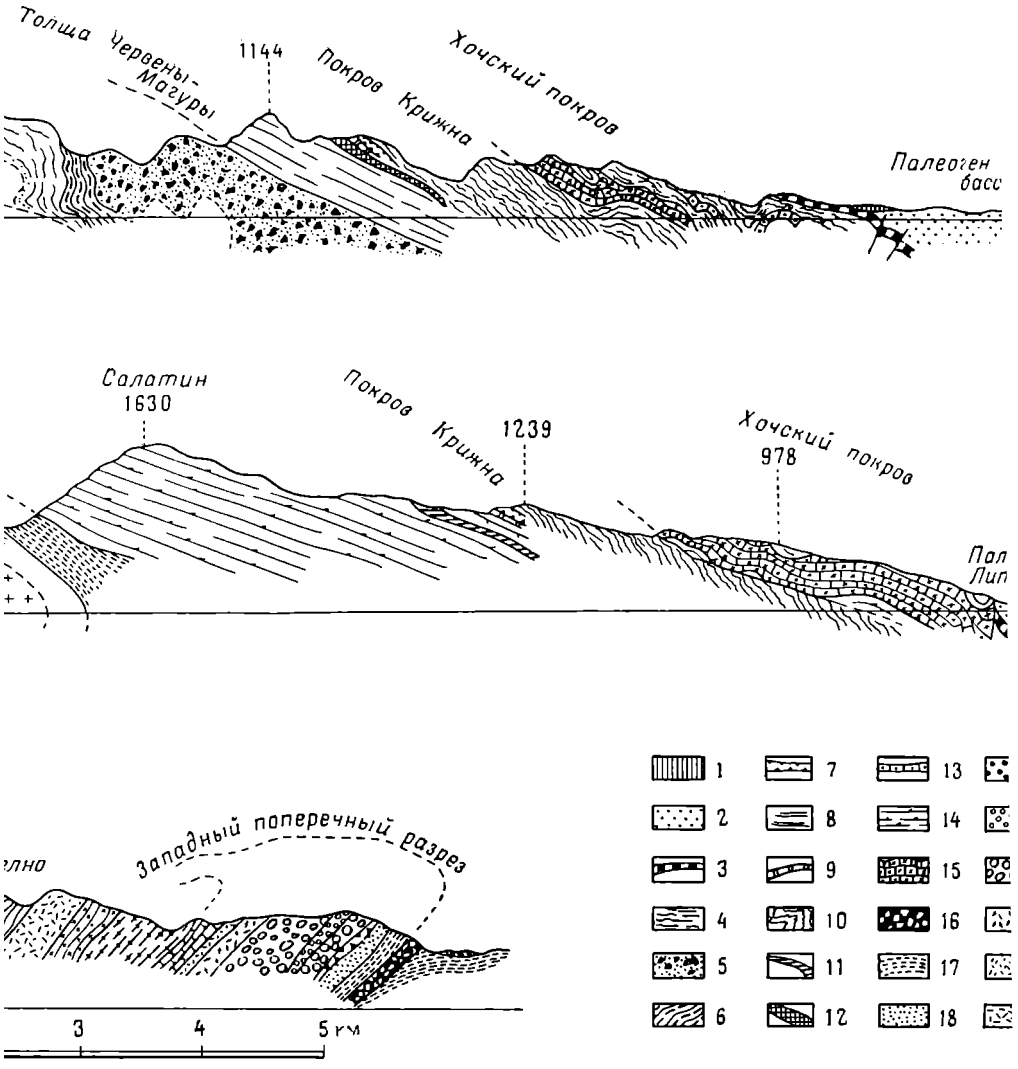
ы; *22* — порфироидные туфы;

Донеоидные кристаллические комплексы. *26* — граниты, гранодиорит
27 — мигматиты; *28* — вепорские граниты со слабо ориентированной тексту
ские граниты с сильно ориентированной текстурой (филлонитовые граниты);
в Кракловской подзоне по большей части подвергшиеся диафторезу до м
вых слюдяных сланцев; *31* — мигматиты Кракловской подзоны, подвергшие
фторезу; *32* — метасоматические гранито-гнейсы; *33* — амфиболиты; *34* — ми
ные жилы (схематически); *стрелки* — минеральные источники.

Разрезы *1* и *2* иллюстрируют чешуйчатую структуру, характеризу
вергенцией, в верхних частях кристаллического ядра Дюмбьерской подзо

Разрез *3* служит примером структуры Вепорского антиклинорного
зоны Кралова-Голя, Кракловская и Любетовская.

Подзона Кралова-Голя преимущественно гранитная. Благодаря вы
ности массива гранитоидов последние лишь рассланцовываются без обр
вых складок. Сильно рассланцованные гранитные (эпигранитные) „слои",
наиболее интенсивных дифференциальных движений, чередуются с менее р
или массивными слоями.



ор в пределах Подбрезовского района (разрезы *1* и *2* — J. Koutek, 1928; разрез *3* — V. Zou

сы. 26 — граниты, гранодиориты, тронд*ь*емиты; слабо ориентированной текстурой; *29* — в по*р*урой (филлонитовые граниты); *30* — парагнейсы, двергшиеся диафторезу до мусковит-хлорито-ловской подзоны, подвергшиеся сильному диасы; *33* — амфиболиты; *34* — милониты; *35* — рудльные источники.

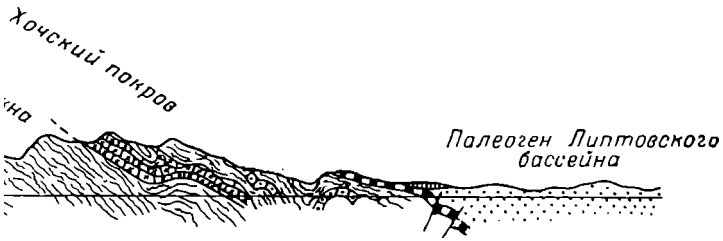
ую структуру, характеризующуюся северной ого ядра Дюмбьерской подзоны.

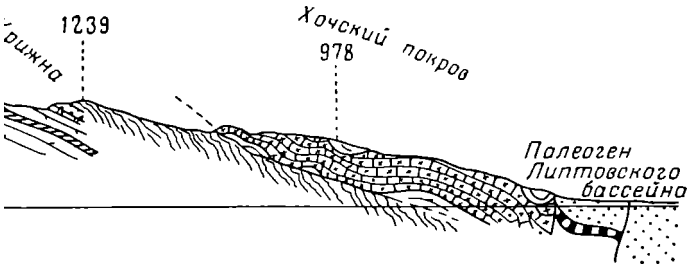
Вепорского антиклинорного комплекса: подкая.

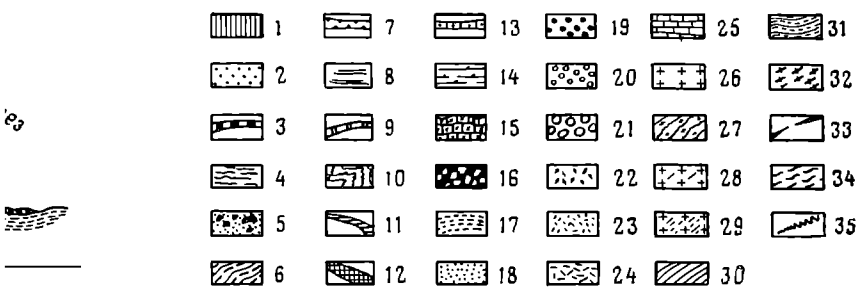
но гранитная. Благодаря высокой компетент-рассланцовываются без образования отчетли-итные (эпигранитные) „слои", развитые в зонах ижений, чередуются с менее рассланцованными

Кракловская подзона сложена преимущественно доке вергшимися сильному диафторезу (в большинстве случаев с альбитовых филлонитов) и интенсивной повторной складчат

Любетовская подзона была сформирована в неоидно ную антиклинальную структуру, опрокинутую к северу, в крова, покрывающего ее тектонически. Ясно выражен грабо жений этого региона (большая мощность на северном крыл ние к югу вплоть до полного выклинивания). Тектоническ залегающего на автохтонном комплексе Любетовской под нижнетриасовые кварциты сбразуют только линзы, подсти миты, которые обычно залегают непосредственно на криста ческих контактах свидетельствуют также включения и л (ячеистые известняки, ячеистые доломиты) (см. фиг. 10), об нитизации и демагнезификации среднетриасовых доломито источники на контакте подзон Кралова-Голя и Кракловской расположенного несколько западнее).



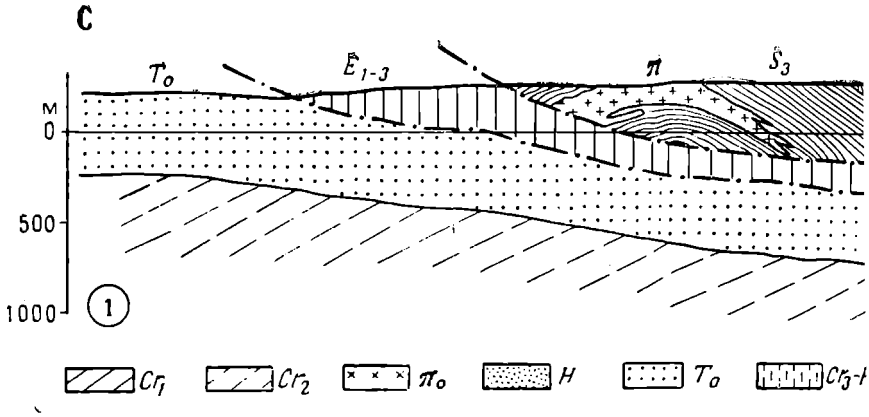


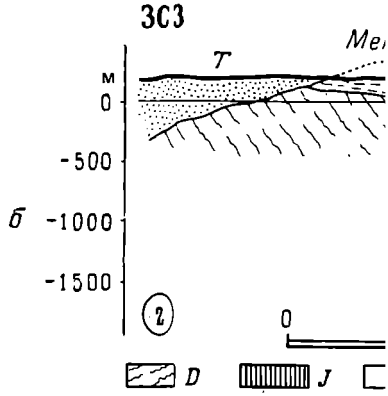


(разрезы *1* и *2* — J. Koutek, 1928; разрез *3* — V. Zoubek, 1931).

Кракловская подзона сложена преимущественно докембрийскими парагнейсами, подвергшимися сильному диафторезу (в большинстве случаев с образованием хлорит-мусковит-альбитовых филлонитов) и интенсивной повторной складчатости в неоидное время.

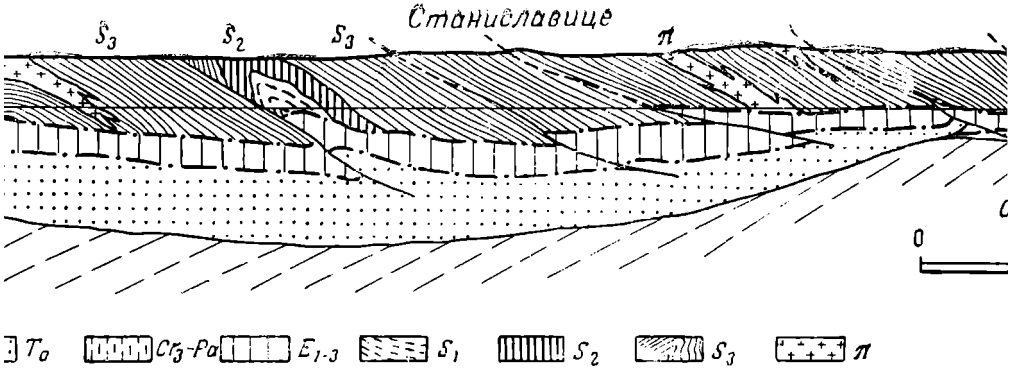
Любетовская подзона была сформирована в неоидное (ларамийское?) время в крупную антиклинальную структуру, опрокинутую к северу, вместе с мезозоем Хочского покрова, покрывающего ее тектонически. Ясно выражен грабенный характер пермских отложений этого региона (большая мощность на северном крыле антиклинали, быстрое утонение к югу вплоть до полного выклинивания). Тектонический срыв (décollement) мезозоя, залегающего на автохтонном комплексе Любетовской подзоны, подтверждается тем, что нижнетриасовые кварциты образуют только линзы, подстилающие среднетриасовые доломиты, которые обычно залегают непосредственно на кристаллических сланцах. О тектонических контактах свидетельствуют также включения и линзы тектонических „раувакк" (ячеистые известняки, ячеистые доломиты) (см. фиг. 10), образующихся в результате милонитизации и демагнезификации среднетриасовых доломитов, и, кроме того, минеральные источники на контакте подзон Кралова-Голя и Кракловской (экстраполировано с разреза, расположенного несколько западнее).

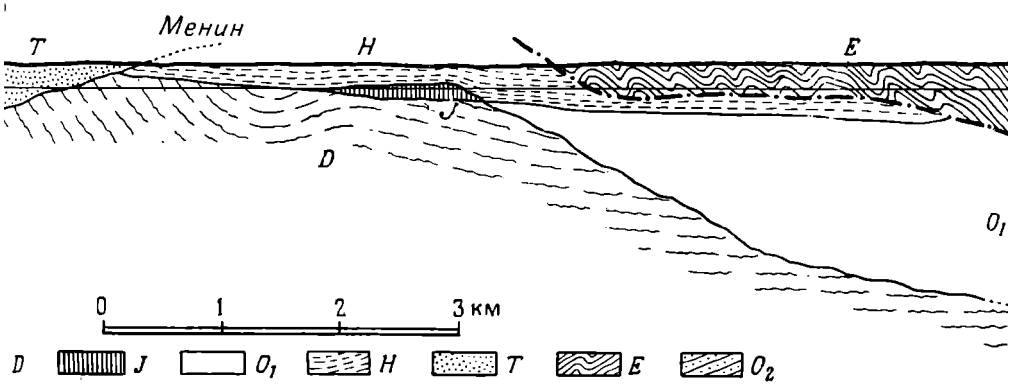




IV. *1.* Геологический разрез через краевую часть Карпат, ю

Чешский массив. C_1 — нижний карбон (кульм);
Субсилезский покров. Cr_3-Pa — верхний
Силезский покров. S_1 — титон — Серрнас; S_2 —



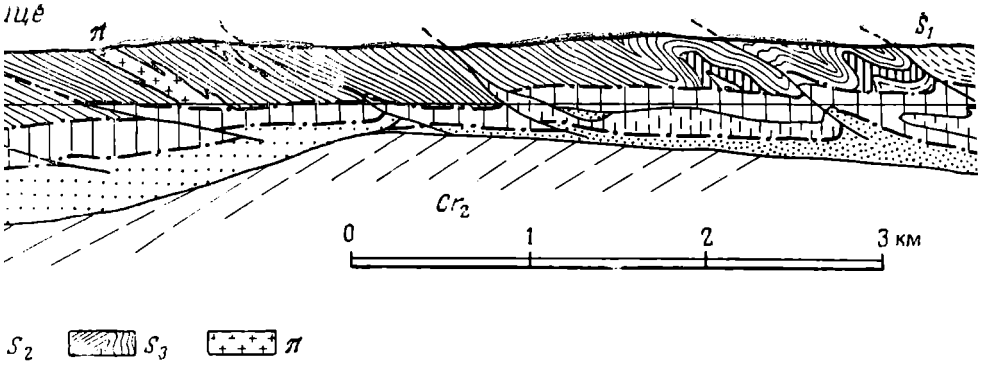


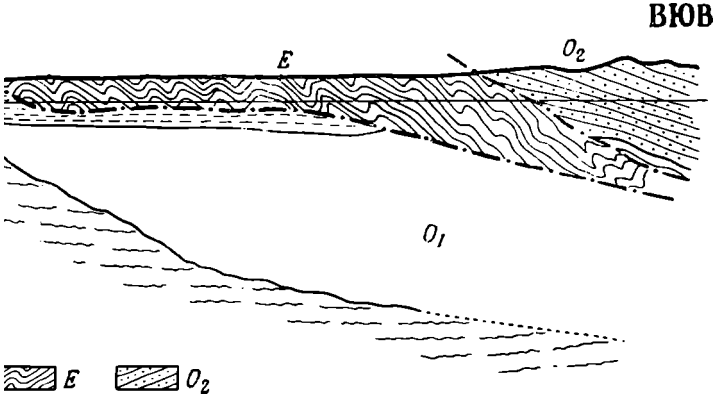
ю часть Карпат, южнее Карвины (составил Вл. Гомола на основе данных глубокого бурен

нижний карбон (кульм); C_2 — верхний карбон; π_0 — порфиры. *Выполнение Карпатского передового прогиба*: H
Cr_3-Pa — верхний мел — палеоцен; E_{1-3} — нижний верхний эоцен.
— титон — Серриас; S_2 — Серриас — валанжин; S_3 — валанжин — апт; π — тешенитовые эруптивные породы.

ую часть Карпат, юго-восточнее Брно (по Вл. Гомоле).

евон; J — юра.
ого передового прогиба. O_1 — олигоцен; H — гельветский ярус; T — нижний тортон.
чих Карпат. E — эоценовые слои; O_2 — олигоценовые слои.





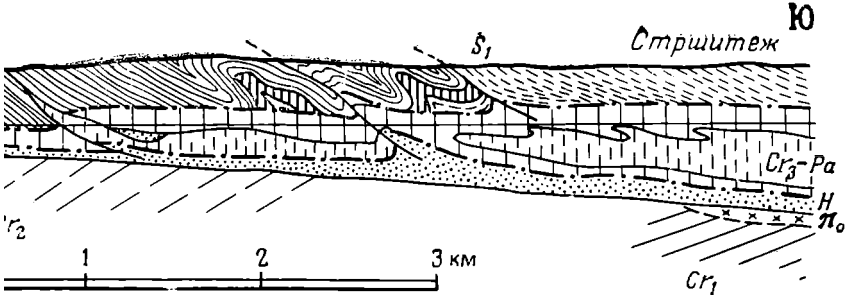
ола на основе данных глубокого бурения и геологических карт Е. Манчика и В. Песла).

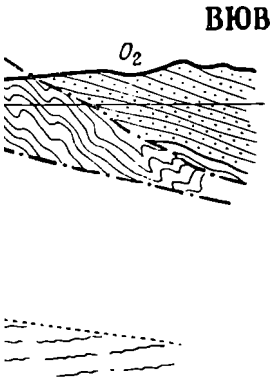
полнение Карпатского передового прогиба: *H* — гельветский ярус; T_0 — нижний тортон.
й эоцен.

т; π — тешенитовые эруптивные породы.

оле).

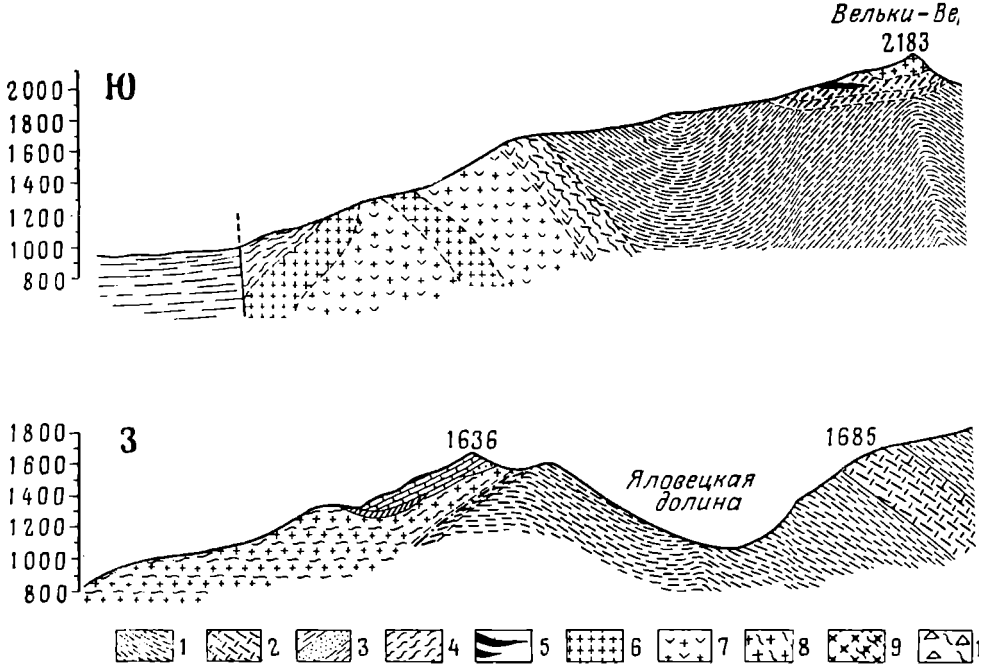
T — нижний тортон.





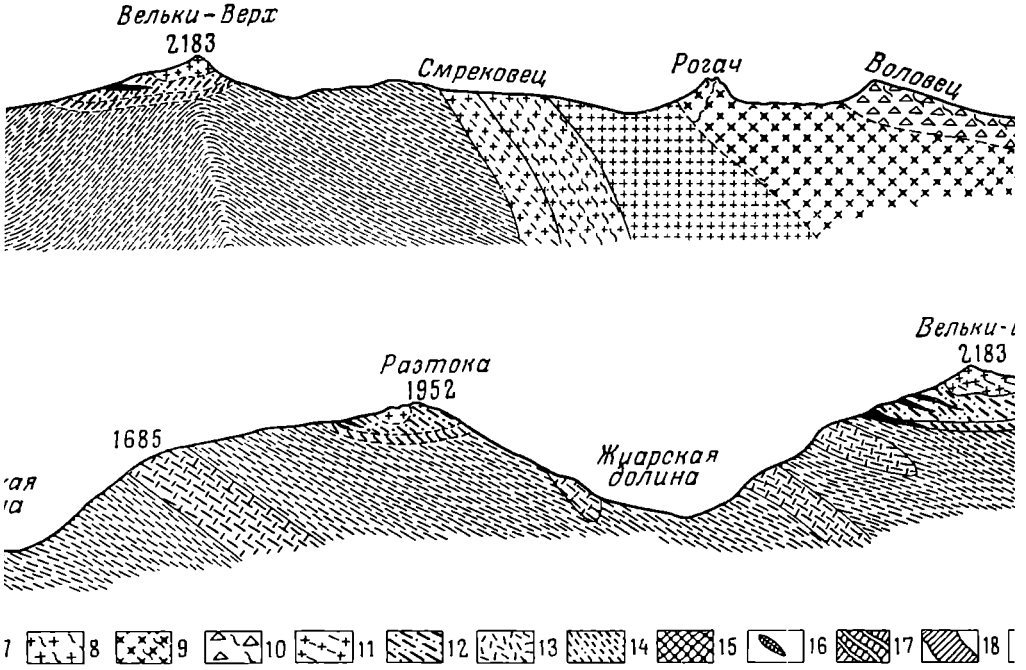
ния и геологических карт Е. Манчика и В. Песла).

— гельветский ярус; T_0 — нижний тортон.



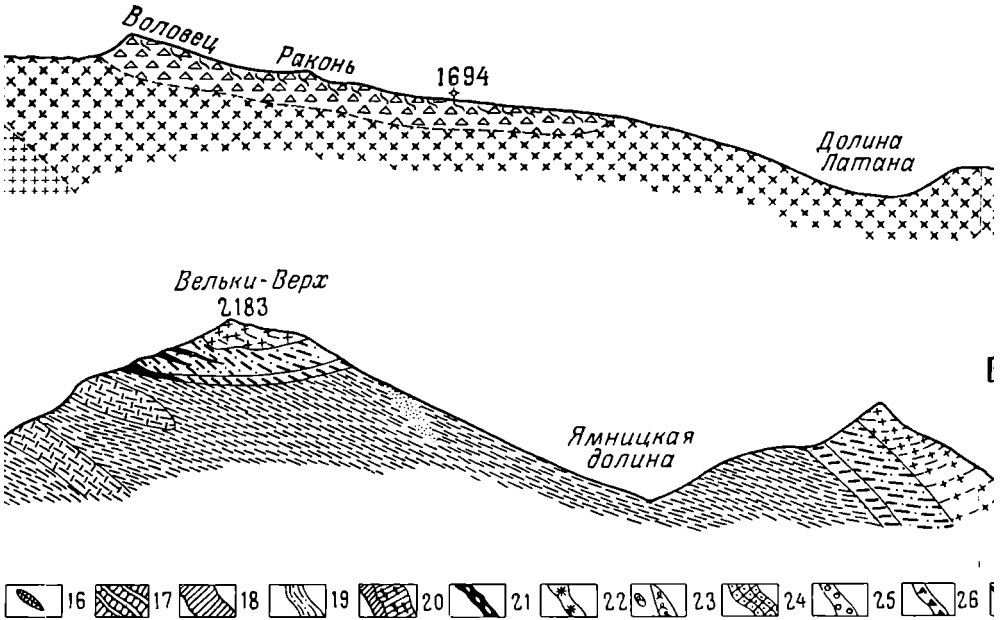
1—12 — кристаллический комплекс Высоки.
5 — амфиболиты; *6* — ортогнейсы; *7* — ранние
12 — мигматиты с пропиткой полевых шпатов
13—21 — мезозой томановской серии: *13* — ни
22—23 — мезозой складки Червене-Врхи; *22* -
24—28 — мезозой Крижнанского покрова (ч
29—31 — мезозой Хочского покрова: *29* — дол
32 — базальные палеогеновые конгломераты; *3*

Зак 668.



V. Геологический разрез через Западные

ллический комплекс Высоких Татр: *1* — двуслюдяные гнейсы и слюдяные сланцы; *2* — кварциты и кварцитовы
и; *6* — ортогнейсы; *7* — ранние мигматиты; *8* — биотит-олигоклазовые гранодиориты; *9* — автометаморфизованные
с пропиткой полевых шпатов и мигматит-артериты.
й томановской серии: *13* — нижнетриасовые кварциты; *14* — верфенские сланцы; *15* — среднетриасовые доломиты;
й складки Червене-Врхи; *22* — лейас; *23* — мальм.
й Крижнанского покрова (частные покровы Бобровеца и Мигулеча): *24* — среднетриасовые доломиты; *25* — кей
й Хочского покрова: *29* — доломиты среднего триаса; *30* — райфлингские известняки; *31* — рэт.
палеогеновые конгломераты; *33* — палеогеновый флиш.

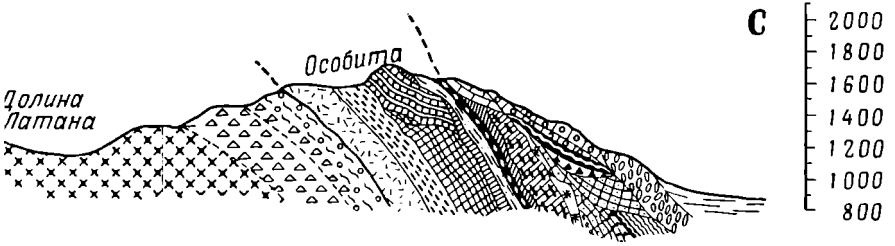


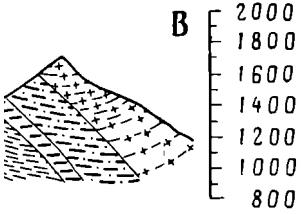
й разрез через Западные Татры (по А. Гореку).

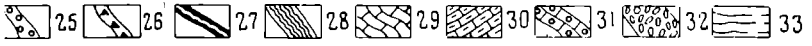
ы; *2* — кварциты и кварцитовые гнейсы; *3* — прослои графитовых сланцев; *4* — милониты двуслюдяных гнейсов
ы; *9* — автометаморфизованные граниты; *10* — граниты пегматито-аплитовой зоны; *11* — граниты с включениями

- среднетриасовые доломиты; *16* — кейпер; *17* — лейас; *18* — доггер; *19* — мальм; *20* — ургон — гольт; *21* — лимбур

триасовые доломиты; *25* — кейпер; *26* — рэт; *27* — грестенские слои; *28* — верхний лейас.
; *31* — рэт.







услюдяных гнейсов и слюдяных сланцев;
ıты с включениями метаморфических пород;

- гольт; *21* — лимбургиты.

Опускание возобновилось в позднем плиоцене (дакийский — левантинский века). При этом происходило периодическое затопление, образовывались только пресноводные озера более или менее локального характера, в которых аккумулировались озерные и речные осадки максимальной мощности 100 *м*. В течение этих движений возобновилась активность не только продольных дислокаций, но на западе и востоке также и радиальных нарушений. Однако амплитуды опускания (нормальных сбросов) очень небольшие.

Плиоценовые движения в Чехословакии проявились также в виде вулканической активности. Но интенсивность плиоценового вулканизма по сравнению с тортонским и сарматским была относительно слабой. На востоке имеются эффузии базальтоидных андезитов третьей фазы. На площадях, расположенных далее к югу, базальты представляют собой продукты конечного вулканизма.

Новые данные по области развития неогена Чехословацких Карпат были получены в результате исследований, которые в последнее время проводили Д. Андрусов, Е. Брестенска, Й. Бржезина, Т. Будай, И. Циха, В. Чехович, П. Чтиржоки, М. Длабач, Ф. Фиала, Р. Грилл, В. Гомола, Й. Яначек, М. Кутан, М. Мишик, Вл. Покорный, Й. Сенеш, Й. Славик, К. Славикова, Й. Шалат, В. Шпичка, Й. Швагровски, Й. Тейкал, К. Урбан, М. Вашичек.

ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

В дополнение к работам, цитированным в тексте, список, который приводится ниже, содержит все достаточно важные работы по региональным и теоретическим вопросам, а также работы, в которых авторы непосредственно касаются вопросов, рассматриваемых в настоящей книге. Из-за ограниченности места указаны не все авторы, а лишь некоторые. Для ознакомления с полным списком современной чехословацкой геологической литературы мы отсылаем читателей к периодическому изданию Mineralogicko-geologická bibliografie ČSR, выпускаемому чехословацкой Геологической службой (Центральным геологическим институтом в Праге). Кроме того, в работах прилагаемого списка, особенно в монографиях, отмеченных звездочкой, также имеются ссылки на литературу. Полный перечень периодической литературы и работ, опубликованных исследовательскими институтами и приводимых здесь лишь частично, можно найти в труде J. Lomský, *Soupis periodik geologických věd*, Praha, 1949.

Adam Z., Dlabač M., 1960. Nové poznatky o tektonice čsl. části Malé dunajské nížiny, Věstn. ÚÚG.

Ampferer O., 1923, 1924, 1926, 1928, 1930, 1931. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, Jb. d. Geol. Bundesanst.

Ampferer O., 1937. Über einige Grundfragen der Gebirgsbildung, Jb. d. Geol. Bundesanst.

Andrusov D., 1938. Geologie Slovenska, Slov. a Podkarp. Rus.

Andrusov D., 1931, 1938, 1945, 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales, **I—III**, Praha, **IV—VI**, Bratislava.

Andrusov D., Čepek L., Hynie O., Kettner R., Kodym O., Urban K., 1940. Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 75 000, Blatt Kralowitz 4051, Knih. ÚÚG, 19a, Praha.

Andrusov D., 1943. Geológia i nerastné suroviny Slovenska, Slov. vlastivěda.

Andrusov D., 1948. Mouvements orogéniques, sedimentation et évolution de la vie dans les Carpathes occidentales, Rep. of the Int. geol. Congr., London.

Andrusov D., 1956a. Sind die Westkarpathen ein Gebirge mit Deckenbau? (Summary), Geol. sbor. SAV, 7

Andrusov D, 1956b. Le crétacé des Carpathes de la Slovaquie, Intern. geol. Congr., Mexico.

Andrusov D., 1958, 1959. Geológia Československých Karpát, **I.**, **II**, Bratislava.

Andrusov D., 1958. Die vortriadischen Faltensysteme im Gebiet der Westkarpathen, Geologie, 7, Berlin.

Andrusov D., 1959. Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra (Summary), Geol. sbor. SAV, **10**, Bratislava.

Andrusov D., Bystrický J., 1959. Über die Bedeutung der subhercynischen Faltungphase im Gebiet der Westkarpaten (Summary), Geol. sbor. SVA, 10, Bratislava.
Balogh K., Pantó G., 1953. Das ungarische und das angrenzende südslowakische Mesozoikum (Summary), Sbor. ÚÚG, 20, Praha.
Balogh K., 1959. Le Mésozoïque de la Hongrie du Nord, Conf. sur le Mésozoïque, Budapest.
Bederke E., 1939. Die kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa, Ztschr. d. D. Geol. Ges., 91.
Bederke E., 1956a. Das Alter des moldanubischen Grundgebirges, Geol. Rdsch., 45.
Bederke E., 1956b. Die Granitgenerationen des Riesengebirges, ein Beitrag zur Frage der Regeneration von Graniten und Erzlagerstätten, Geotekt. Symp. H. Stille, Stuttgart.
Běhounek R., 1952. The Gravity Isanomals of the Small Danubian Lowland and Adjoining Regions (Summary), Sbor. ÚÚG, 19, Praha.
Белоусов В. В., 1954. Основные вопросы геотектоники, Москва.
Belousov V. V., 1956. Grundfragen der allgemeinen Geotektonik, Geol. Rdsch., 45.
Bemmelen R. W. v., 1954. Mountain Building, Hague.
Beneš K., 1957. Geologisch-petrographische Verhältnisse in der weiteren Umgebung von Hora Sv. Šebestiána in den Krušné hory (Erzgebirge) (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Beneš K., Holubec J., 1957. Die Ergebnisse der Erforschung des Kristallins und der Magmatite SW von Mariánské Lázně (Summary), Věstn. ÚÚG, 32, Praha.
Bernard J. H., 1960. Regional primary zoning of the ore vein fillings in the metallogenetic region of Spišsko-gemerské Rudohoří (Czechoslovakia), Intern. Geol. Congr., Kopenhagen.
Bieda F., 1951. Mlodszy trzeciorzed Karpat i przedgórza, Regionalna geologia Polski, Kraków.
Bieda F., 1959. Paleontological Stratigraphy of the Tatra Eocene and of the Podhale Flysch, Geol. Researches in the Tatra Mts. etc., 5, Warszawa.
Biely A., 1956. Beitrag zur Geologie der Umgebung von Dobšiná (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 5, Bratislava.
Birkenmajer K., 1958. Submarine Erosion Break sand Late Jurassic Synorog. Movements in the Pieniny Klippen-Belt Geosyncl, Bull. Ac. Pol. Warszawa.
Birkenmajer K., 1957. Neue Forschungen über die Stratigraphie der pieninischen Klippenzone in Polen, (Summary), Geol. sbor. SAV, 8, Bratislava.
Богданов А. А., 1949. Основные черты тектоники Восточных Карпат, Советск. геол., 40.
Богданов А. А., Гамкрелидзе П. Д., Горский И. И., Заридзе Г. М., Крашенинников Г. Ф., Муратов М. В., Радкевич Е. А., Соболев В. С., Хаин В. Е., Шаталов Е. Т., 1957. В гостях у геологов Чехословакии, Вестн. Моск. унив., 12, Москва.
Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е., 1958. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат, Извест. высш. уч. завед., 1, Москва.
Bouček B., 1956. Historická geologie, Učeb. texty vys. šk., Praha.
Bouček B., 1958. Geologie regionální ČSR, Učeb. tex. vys. šk.. Praha.
Bouček B., Přibyl A., 1958. Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der paläontologischen Forschungen im marinen Karbon im Gebiete des Zips-Gömörer Erzgebirges (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 14, Bratislava.

Bouček B., Kodym O. sen, 1958. Geologie, I, ČSAV, Praha.
Bouška J., Procházka J., 1954. Úvod do geofysiky, Praha.
Bouška J., Kočí A., Skácel J., 1959. O výzkumu regionálních anomálií v českých zemích, Geofys. sbor., 116, Praha.
Bubnoff S. v., 1926, 1930. Geologie von Europa, I, II, Berlin.
Bubnoff S. v., 1932. Zur Zonengliederung des variszischen Gebirges, Geol. Rdsch., 23.
Bubnoff S. v., 1954. Grundprobleme der Geologie, 3. Aufl. Akademie-Verlag, Berlin.
Bubnoff S. v., 1956. Einführung in die Erdgeschichte, 3. Aufl.. Akademie-Verlag, Berlin.
Buday T., 1937. Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku, Rozpr, Č. Akad., 47, Praha.
Buday T., Cicha I., 1956. Neue Ansichten über die Stratigraphie des unteren und mittleren Miozäns des Inneralpinen Wiener Beckens und des Waagtales (Summary), Geol. práce, 43, Bratislava.
Buday T., 1957. Hauptaufgaben und Probleme der Mikrobiostratigraphie des Neogens in der Tschechoslowakei (Summary), Věstn. ÚÚG., 32, Praha.
Buday T., Cicha I., Seneš J., 1958. Beziehungen des Untermiozäns der bayerischen und österreichischen Molasse, des südöstlichen Mährens und der innerkarpathischen Becken (Summary), Věstn. ÚÚG, 33, Praha.
Buday T., Cicha I., Seneš J., 1958. Les relations du Miocène inférieure de la Mollasse de l'Autriche et de la Bavière, des Carpathes occidentales et du bassin intracarpathique, Comp. rend. du Congr. d. sociétés sav. de Paris et d. départm., Paris.
Buday T., 1959. Přehled vývoje neogénu západních Karpat, Čas. min. geol., 4, Praha.
Bystrický J., Fusán O., 1955. On the Age of the Sandstone Complexes in the Vicinity of Štítník (Summary), Věstn. ÚÚG, 30, Praha.
Bystrický J., 1956. Beitrag zur Tektonik der Grossen Fatra (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 6, Bratislava.
Bystrický J., 1959. Príspevok k stratigrafii muránského mesozoika, Geol. práce, 55, Bratislava.
Cambel B., 1950. Le métamorphisme des schistes cristallins des Petites Carpathes (Summary), Geol. sbor. SAV., 1, Bratislava.
Cambel B., 1954. Geologicko-petrografické problémy v severozápadnej časti kryštalinika Malých Karpát, Geol. práce, 36, Bratislava.
Cambel B., 1956. Die Tektonite der kleinkarpathischen granitoiden Gesteine (Summary), Geol. sbor. SAV, 7, Bratislava.
Cambel B., Valach J., 1956. Die granitoiden Gesteine in den Kleinen Karpathen und ihre Geologie (Summary), Geol. práce GÚDŠ. 42, Bratislava.
Carpatho-Balcanic Association, 4th Congress 1958. Reports etc. to the Session in Kiev — Lvov and to the excursion, e. g. «Materiály k sjezdu...».
Хаин В. Е., 1948. Основные закономерности развития геосинклиналей, Извест. АН СССР, 6, Москва.
Chaloupský J., 1958. Geologisch-petrographische Verhältnisse im Isertal zwischen Harrachov und Dolní Rokytnice (Riesengebirge) (Summary), Sbor. ÚÚG, 24.
Chaloupský J., 1960. Die Konglomerate im Kristallin des Riesengebirges (Summary).
Chlupáč I., 1958. Bemerkungen zur Stratigraphie und Parallelisierung des böhmisch entwickelten Unter- und Mittel-Devon im Harz, Geologie, 7, Berlin.

Chlupáč I., 1956. A find of Lower Carboniferous fauna near Hranice in Moravia (Summary), Věstn. ÚÚG., 31, Praha.
Chlupáč I., 1957. Neue stratigraphische Erforschungen im mittelböhmischen Devon, Geol. Rdsch., 46/2.
Chmelík F., 1957a. The Geology of the Klippes of Cetechovice and their Surroundings (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Chmelík F., 1957b. Note sur les études géologiques de Paléogène des Carpathes centrales dans l'aire de la Basse-Tatra, de la Haute-Tatra, de la Spišská Magura et du Levočské pohoří (Summary), Zprávy ÚÚG, Praha.
Chmelík F., 1957c. Note sur l'étude géologique dans la région de Šariš entre Šambron et Sabinov, Zpr. ÚÚG. Praha.
Cicha I., Paulík J., Tejkal J., 1957. Bemerkungen zur Stratigraphie des Miozäns des südwestlichen Teiles des ausserkarpathischen Beckens in Mähren (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Cicha I., 1959a. Einige Bemerkungen zur Problematik der Beziehung des vorkarpathischen, transkarpathischen und tschechoslowakischen Miozäns vom Gesichtspunkt der Mikrofauna (Summary), Věstn. ÚÚG, 34/4, Praha.
Cicha I., 1959b. Ist das Helvet im Sinne des Stratotyptus eine selbständige Stufe? (Summary), Věstn. ÚÚG, 34/3, Praha.
Clar E., 1953. Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung, Geol. Rdsch., 42/1.
Cloos H., 1927. Zur Frage des Deckenbaues in Schlesien und im Fichtelgebirge, Geol. Rdsch., 18/3.
Cloos H., 1936. Einführung in die Geologie, Verl. Borntraeger, Berlin.
Cloos H., 1948. Grundschollen und Erdnähte, Geol. Rdsch., 35/2.
Czarnocki J., 1957. Tektonika Gor Swiętokrzyskich. Prace geol., 2/I et seq., Warszawa.
Čech V., 1932. Die tektonischen Verhältnisse des Kristallins nordöstlich von Tábor (Summary), Věstn. SGÚ, 8, Praha.
Čech V., 1957. A contribution to the tectonics of north-western Bohemia (Summary), Sbor. F. Slavíka, ÚÚG., Praha.
Čechovič V., 1952. Geológia Juhoslovenskej uholnej paňvy, Geol. práce, 33, Bratislava.
Čechovič V., 1954. Beitrag zur Identifikation der Miozänen Schichten in Südslowakischen und Salgotarjanischen Kohlenbecken (Summary), Geol. sbor. SAV, Bratislava.
Čechovič V., 1957. Zur Frage einer einheitlichen Stratigraphie des Neogens (Summary), Geol. práce, Zprávy 10, Bratislava.
Čechovič V., 1959. Geologie der Tertiären Schichten des Kohlenbeckens von Handlová (Summary), Geol. práce, 53, Bratislava.
Čepek L., 1926. Geologie jižní části plzeňské pánve kamenouhelné, Horn. věst., 8, Praha.
Čepek L., Hynie O., Kodym O., Matějka A., 1936. Erläuterungen zur geologischen Karte der Čechoslovakischen Republik, Blatt Kladno 3952 (In Czech.), Knih. SGÚ, 17, Praha.
Čepek L., 1938. Die Tektonik des Beckens von Komárno und die Entwicklung des Profiles der tschechoslowakischen Donau (Summary), Sbor. SGÚ, 12, Praha.
Čepek L., 1948. Palaeozoic earth movements and organic evolution, Rep. Intern. geol. congr., London.
Demay A., 1936. Structure générale le la chaine hercynienne d'Europe, Intern. geol. congr., 1933, Washington.
Deubel F., 1927. Orogenetische und magmatische Vorgänge im Paläozoikum Thüringens, Beitr. Geol. Thüringens 1, Jena.

Dlabič M., Adam Z., 1956. Příspěvek k řešení tektoniky steinberského zlomu v severní části vídeňské pánve, Sbor. prací výzk. ust., E, 23—25, Praha.
Doktorowicz-Hrebnicki S., 1958. Attainment of Polish geologist in 1936 to 1958 in the domain of the Carboniferous stratigraphy of the Upper Silesian coal basin (Summary), Kwartalnik geol., 2/3, Warszawa.
Доленко Г. Н., 1957. О закономерностях в распределении структур Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, Геол. сб. Львовского геол. общ., 4.
Доленко Г. Н., 1958. Тектонические разрывы Венского бассейна и их роль в формировании нефтяных и газовых месторождений, Геол. сб. Львовского геол. общ., 5—6.
Dorn P., 1951. Geologie von Mitteleuropa, Stuttgart.
Dornič J., 1957. Note sur l'étude du Néogène de la partie moyenne de la fosse de Boskovice (Summary), Zprávy ÚÚG, Praha.
Dudek A., Fediuk F., 1955. Zur Altersfrage der Metamorphose im barrandienischen Proterozoikum, Geologie, 4, Berlin.
Dudek A., 1958. Přehled geologických a petrografických výzkumů Českomoravské vrchoviny a Dolnorakouské lesní čtvrti, Knih. ÚÚG, 33, Praha.
Dvořak A., 1958. Karte der seismisch tätigen Gebiete und der wichtigsten während der Periode 1756—1956 beobachteten Erdbeben in ČSR (mit Erläuterungen), Ústav stav. geol., Praha.
Dvořák Jar., 1955. Die Grundsätze der faziellen und lithologischen Entwicklung des Devons und Karbons in Mähren (Summary), Sbor. SLUKO, 3, Olomouc.
Dvořák Jos., 1958. Vývoj stratigrafie křídového útvaru v oblasti Českého masivu, Knih. ÚÚG, 30, Praha.
Dvořák Jar., Chlupáč I., Svoboda J., 1958. The Geologic Conditions of the Devonian near Hranice in Moravia (Summary), Sbor. ÚÚG, 24, Praha.
Ebert H., 1932. Der variszische Untergrund Nordböhmens zwischen Erzgebirge und Jeschken, Ztschr. d. d. geol. Ges., 84, Stuttgart.
Ebert H., 1934. Zur Tektonik des Nordteiles der Böhmischen Masse, Ber. d. Freiberg. Geol. Ges., 17.
Eliáš M., Zeman J., 1958. Die Frage der Querfaltung im Ostrava-Karviná-Revier (Summary), Věstn. ÚÚG, 33, Praha.
Fediuk F., 1953. The Geological and Petrographical Conditions in the Valley of the Jizera between Spálov and Bítouchov (District of Železný Brod) (Summary), Sbor. ÚÚG, 20, Praha.
Fediuk F., Losert J., Röhlich P., Šilar J., 1958. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes der Lausitzer Störung in der Umgebung von Krásná Lípa (Summary), Rozpr. ČSAV, 68/9, Praha.
Fediuk F., 1959. Die kristallinen Gerölle aus dem Konglomerat bei Rožmitál (Summary), Věstn. ÚÚG, 34/6, Praha.
Fiala F., 1948. Conglomérats algonkiens de la Bohême centrale (Summary), Sbor. ÚÚG, 15, Praha.
Fiala F., 1951. Contribution to our Knowledge of the so-called Algonkian Conglomerates of the North-western Part of the Železné hory (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.
Fiala F., 1956. Geological and Petrographical Conditions of the Wider Vicinity of Kremnice (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Fiala F., Svoboda J., 1956. The Problem of the Subcambrian and of the Subcambrian Glaciation in Železné hory (Eastern Bohemia) (Summary), Sbor. ÚÚG, 22, Praha.

Fiala F., Pácal Z., 1959. Some geochemical notes on the acid differentiates of the neovolcanites in the Kremnica Mts. (Slovakia) (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 54, Bratislava.
Fischer G., 1935a. Der Bau des Glatzer Schneegebirges, Jb. preuss. geol. L.-A, 56, Berlin.
Fischer G., 1935b. Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren, Jb. preuss. geol. L.-A, 56, Berlin.
Fischer G., 1957. Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz, 6, Sonderheft z. Zeitschr., Die Oberpfalz.
Fusán O., Šalát J., 1953. Vorkommen jüngeren Paläozoikums im Gebiete Hodruša-Vyhne (Summary), Geol. sbor. SAV, 3, Bratislava.
Fusán O., Kamenický J., Kuthan M., 1953. Geologische Übersicht des Zips-Gömörer Erzgebirges (Summary), Geol. sbor. SAV, 4, Bratislava.
Fusán O., Máška M., Zoubek V., 1955. Einige heutige Probleme der Stratigraphie des Zips-Gömörer Paläozoikums (Summary), Geol. práce, 2, Bratislava.
Fusán O., Máška M., 1956. Zur Stratigraphie des Gotlands (?) in Gemeriden (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 7, Bratislava.
Fusán O, 1957. Paläozoikum der Gemeriden (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 46, Bratislava.
Fusán O., 1958. Skizze der geologischen Verhältnisse des Hornádtales zwischen Kysak und Košice (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 12, Bratislava.
Fusán O., 1959. Historie de l'évolution du Paléozoïque supérieur des Carpathes occidentales, Confér. sur le Mésozoïque, Budapest.
Führer zu den Ausflügen für die Teilnehmer der Konferenz über das ungarische Mesozoikum, Budapest.
Fülöp J., 1958. Die kretazischen Bildungen des Gerecse-Gebirges (Summary), Geol. Hung., 11, Budapest.
Fülöp J., 1959. Formations crétacées de la Hongrie, Confér. sur le Mésozoïque, Budapest.
Gaertner H. R. v., 1933. Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teile des Schwarzburger Sattels, Jb. Preuss. geol L.-A., 54, Berlin.
Gaertner H. R. v., 1941. Die Schichtengliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema, Jb. d. Reichsamts f. Bodenforsch., 62, Berlin, 1944.
Gaertner H. R. v., 1950. Probleme des Saxothuringikums, Geol Jb., 65, Hannover.
Gawel A., 1959. Petrographie Problems of the Crystalline Core of Western Tatra, Geol. Res. in the Tatra Mts etc., 5, Warszawa
Глушко В. В., 1958. Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба и прилегающие части Русской платформы, Геол. сб. Львовского геол. общ., 5—6.
Глушко В. В., Кульчицкий Я. О., Славин В. И., Вялов О. С., 1958. Carpatho-Balcanic Association, 4th Congress 1958. Reports etc. to the Session in Kiev — Lvov and to the excursion, e. g. «Materiály k sjezdu...»
Gołąb J., 1959. On the Geology of the Western Podhale Flysch Area (Summary), Geol. Res. in the Tatra Mts. etc. 5, Warszawa.
Gorek A., 1954. Über die gegenseitige Stellung der kristallinen Schiefer und der Granite im westlichen Teile der Hohen Tatra (Summary), Geol. sbor. SAV, 5, Bratislava.
Gorek A., 1956. Der geologische Bau der westlichen Tatra (Summary), Geol. sbor. SAV, 7, Bratislava.
Gorek A., 1958. Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgruppe Červené Vrchy, der Täler Tichá und Tomanova dolina (Summary), Geol. sbor. SAV, 9, Bratislava.

Gorek A., 1959. Übersicht der geologischen und petrographischen Verhältnisse des Kristallins der Hohen Tatra (Summary), Geol. sbor. SAV, 10, Bratislava.
Gothan W., 1952. Der Florensprung und die «erzgebirgische Phase» Kossmats, Geologica, 11.
Gotte W., 1953. Über Fossilfunde in der Diabas-Kalkstein-Serie der Elbtalzone, Geologie, 2/4, Berlin.
Grill R., 1951. См. Schaffer F. X.
Guide des excursions dans les Carpathes occidentales... de la troisième réunion de l'Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpathes en Tchécoslovaquie 1931 (Red. par A. Matějka a D. Andrusov), Knihovna SGÚ, 13, Praha.
Havlena V., 1955. Vývoj stratigrafie permokarbonských uhelných oblastí Čech a Moravy, Knihovna ÚÚG, 28, Praha.
Havlena V., 1956a. An example of the continental cyclical sedimentation and its tectonic and atectonic causes, Intern. geol. Congr. Mexico.
Havlena V., 1956b. Spory karbonských valounů kanelového uhlí z karpatské křídy, Čas. min. geol. 1, Praha.
Havlena V., Pouba Z., 1958. Die Perspektiven der geol. Erkundung des Liegenden von Kreidensedimenten im Böhmischen Massiv. (In Czech), Geol. průzkum, 3.
Havlíček V., Šnajdr M., 1951a. Cambrian and Ordovician in the Brdské Hřebeny and in the Jince Area (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.
Havlíček V., Šnajdr M., 1951b. Contribution to the Paleogeography of the Ordovician of the Barrandian (Summary), Věst. ÚÚG, 26, Praha.
Havlíček V., Šnajdr M., 1954. Some Problems of the Paleogeography of the Central Bohemian Ordovician (Summary), Sbor. ÚÚG, 21, Praha.
Havlíček V., Šnajdr M., 1955. The Paleogeography of the Tremadoc Sea in the Barrandian (Summary), Sbor. ÚÚG, 22, Praha.
Havlíček V., Šnajdr M., 1956a. The Facial Development of the Ordovician (Skidawian, Llanvirnian, Llandeilo) of the Barrandien (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Havlíček V., Šnajdr M., 1956b. The Stratigraphical Order and the Facies in the Cambrian of the Brdy Mts. (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Havlíček V., Horný R., Chlupáč I., Šnajdr M., 1958. Führer zu den geologischen Exkursionen in das Barrandium, Praha.
Hejtman B., 1956. Všeobecná petrografie vyvřelých hornin, Praha.
Hejtman B., 1957. Systematická petrografie vyvřelých hornin, Praha.
Heritsch F., Kühn O., 1951. См. Schaffer F. X.
Holubec J., 1956. Geologisch-petrographische Verhältnisse des Kristallins in der Umgebung von Místo (westlich von Chomutov) in der Krušné hory (Erzgebirge) (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Homola V., 1950. The Devonian of Hranice (Moravia) and its Relation to the Sudetic and Carpathian Systems (Summary), Sbor. ÚÚG, 16, Praha.
Hanzlíková E., Homola V., 1953. Études stratigraphiques et tectoniques dans l'aire des Beskides (In Czech), Zprávy ÚÚG, Praha.
Homola V., 1954. Nové poznatky o stavbě čela podslezského a ždánického flyše, Přír. sbor. Ostr. kr., 15, Ostrava.
Homola V., Slavík J., Slavíková K., 1956. Übersicht der geologischen Verhältnisse des ostslowakischen Neogens (Summary), Sb. pr. výzk. úst., 9—13, Praha.
Homola V., Mořkovský M., 1958. Přehled geol. stavby záp. části Malé dunajské nížiny, Práce Úst. pro naft. výz., 12, Brno.

Horstig G., 1956. Die Tektonik im Gebiet der Frankenwälder Querzone bei Berg nordwestlich Hof. Geologica Bavarica, 27, München.
Horusitzky F., 1959. Le Triassique de la Hongrie sous l'aspect de la grande structure, Conf. sur le Mésozoïque, Budapest.
Hynie O., 1949. Geologie minerálních zřídel v Čechách a na Moravě, Geotechnica, 7, Praha.
Ibrmajer J., 1957. Interpretation von gravimetrischen Messungen in der Süd-Slowakei (Summary), Studia geophys. et geodaet, 1, Praha.
Ibrmajer J., 1958. Some problems of the interpretation of gravity measurements in the Viennese basin (Summary), Geofys. sbor., 80, Praha.
Ibrmajer J., Doležal J.. 1958. Evaluation of gravimetric measurement carried out in the Czechoslovak part of the Viennese basin (Summary), Geofys. sbor., 81, Praha.
Ibrmajer J., Pala I., 1958. Interpretation of characteristic geological cross-section of the Viennese basin on the basic of gravity measurements (Summary), Geofys. sbor., 82, Praha.
Ilavský J., 1956. Geologie der Erzlagerstätten des Zips-Gömörer Erzgebirges (Summary), Geologické práce, 46, Bratislava.
Ilavský J., 1958. Geologie der Erzlagerstätten des Zips-Gömörer Erzgebirges (Tschechoslowakei), Geologie, 7, Berlin.
Ilavský J., Beňo J., 1958. Zur Geologie und Mineralogie einiger Vorkommen von Pb-Zn Erzen im Erzgebirge Spišskogemerské rudohorie (Summary), Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava.
Ilavský J., Čilík I., 1959. Náčrt metalogenézy Západných Karpát. Geol. práce, 55, Bratislava.
Ivan L., 1956. Bericht über die Untersuchung im Gebiete des Rimaver Beckens (Summary), Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava.
Ivanov M., 1953. Geologisch-petrographische Verhältnisse und Vererzung im nördlichen Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges (Summary), Geol. sbor. SAV, 4, Bratislava.
Ivanov M., 1957a. Permischer Vulkanismus im Zips-Gömörer Erzgebirge (Summary), Geol. práce, 45, Bratislava.
Ivanov M., 1957b Genese und Beziehung granitoider Intrusionen zu den superkrustalen Serien des Kristallinikums des Gebirges Suchý und Malá Magura (Summary), Geol. práce, 47, Bratislava.
Ivanov M., Kamenický L., 1957. Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des Kristallinikums des Gebirges Malá Tatra. (Summary), Geol. práce, 45, Bratislava.
Jaeger W., 1957. Der geologische Bau des vogtländischen Phyllitgebietes zwischen Adorf, Auerbach und Graslitz, Abh. Sächs. geol. L-A., 6, Leipzig.
Janáček J., 1954. Neue tektonische und tektogenetische Erkenntnisse im tschechoslovakischen Teil des Inner-Alpinen Beckens (Summary), Sbor. ÚÚG, 21, Praha.
Janáček J., 1958. Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východného Slovenska, Geol. práce, 52, Bratislava.
Janáček J., 1958. Bemerkungen zur Tektonik und Paläogeographie des ostslowakischen Neogen (Summary), Věst. ÚÚG, 33, Praha.
Janoschek R., 1951. См. Schaffer F. X.
Jantsky B., 1957. Geologie de la montagne de Velence, Geolog. Hung., 10, Budapest.
Jaroš J., 1957. Die geologischen und lithologischen Verhältnisse im böhmischen Flügel der innersudetischen Depression nördlich von Hronov, Sbor. ÚÚG, 24, Praha.
Jaroš J., 1958. K otázce východního omezení Boskovické brázdy, Čas. min. geol., 3, Praha.

Jurková A., 1959. Die Abhängigkeit der miozänen klastischen Basaltschichten vom Karbonrelief und von der neogenen Tektonik in neuen Grubenfeldern von Stonava (Summary), Věstn. ÚÚG, 34/1, Praha.
Kalášek J., 1947. Contribution to the Knowledge of the Crystalline Terrain in the Region of Mor. Budějovice with Regard to Petrotectonics, Věst. KČSN, 7, Praha.
Kalášek J., Welss J., 1957. Note sur le levé geologique de l'anticlinal de la Svratka sur la feuille Čes, Třebová de la carte générale (Summary), Zprávy ÚÚG, Praha.
Kamenický J., Kamenický L., 1955. Gemeride Granite und ihr Verhältnis zu der Vererzung im Zips-Gömörer Erzgebirge, Geol. práce, 41, Bratislava.
Kamenický J., 1956a. Der Vulkanismus des Zips-Gömörer Erzgebirges (Summary), Geol. sbor. SAV, 7, Bratislava.
Kamenický J., 1956b. Bericht über die geologische Forschung und Kartierung im nördlichen Teil des Kristallinikums des Gebirges Považský Inovec (Summary), Geol. práce, Zprávy, 8, Bratislava.
Kamenický L., Marková M., 1957. Petrographische Studie der Phyllit-Diabas Serie in den Gemeriden (Summary), Geol. práce, 45.
Kantor J., 1956. Serpentine des südlichen Teiles des Zips-Gömorer Erzgebirges (Summary), Geol. práce, Zprávy, 6, Bratislava.
Kantor J., 1957a. A^{40}/K^{40} Methode zu absoluten Altersbestimmungen und das Alter des gemeriden Granites von Betliar, Zips-Gömörer Erzgebirge (Summary), Geol. práce, Zprávy, 11, Bratislava.
Kantor J., 1957b. Geochronologische Studien der Monazite aus den Ablagerungen des Otava-Flusses in SW-Böhmen durch Anwendung der Methoden He/UTh, He/α, Pb/UTh und Pb/α (Summary), Geol. práce, Zprávy, 11, Bratislava.
Kantor J., 1959a. Das Alter gewisser Granitoide und Kristallinen Schiefer der Hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von K^{40} (Summary), Geol. sbor. SAV, 10, Bratislava.
Kantor J., 1959b. Príspevok ku geochronologii nízkotatranských granitoidov, Geol. práce, 55, Bratislava.
Kárník V., 1958. Neue seismische Karten der Tschechoslowakei (Summary), Geofys. sbor., 88, Praha.
Katzer F., 1892. Geologie von Böhmen, Praha.
Kettner R., 1913. Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und Gneisen in der Umgebung v. Luditz in Westböhmen, Rozpravy Č. akad., 22, Praha.
Kettner R., 1914. O stáří t. zv. «celistvých rul» krušnohorských, Sbor. Č. spol. zeměvěd., Zprávy, 20, Praha.
Kettner R., 1915. Über Žitecer Konglomerate, den untersten Horizont des böhm. Kambrium, Rozpravy Č. akad., 34, Praha.
Kettner R., 1917. Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmichen Algonkiums, Geol. Rdsch., 8.
Kettner R., 1918a. K otázce předkambrických žul v Čechách. Rozpr. Č. akad., 27, Praha.
Kettner R., 1918b. Über die Eruptionsfolge und die gebirgsbildenden Phasen in einem Teile des südöstlichen Flügels des Barrandiens, Jb. R-A.
Kettner R., 1921a. Transgressions et regressions de la mer du Silurien inf. dans la Bohême, Rozpr. Č. akad., 43, Praha.
Kettner R., 1921b. Études sur la tectonique près de Březina au Nord de Rokycany (Summary), Rozpr. Č. akad., Praha.
Kettner R., Kodym O., 1922. Coupes géologiques du Barrandien, 1ère partie — Les Hřebeny, Knihovna SGÚ, 2, Praha.
Kettner R., 1923. Základy tektoniky střednich Čech. Čas. min. geol., 1, Praha.

Kettner R., 1926. Paléogeographie des formations entrant dans la composition du Barrandien, C. R. Intern. Geol. Congr., Madrid.
Kettner R., 1930a. Geologie Československé republiky, Čsl. vlastivěda, Praha.
Kettner R., 1930b. Geologie středočeského žulového masivu, Příroda, 23, Brno.
Kettner R., Remeš M., 1935. Sur la trouvaille des schistes siluriens à Graptolites en Moravie, Věst. KČSN, Praha.
Kettner R., 1937a. L'évolution tectonique du Barrandien, Bull. géol. Fr., Paris.
Kettner R., 1937b. La geologie des environs de Vernár en Slovaquie, Rozpr. Č. akad., 47, Praha.
Kettner R., 1946. Some Problems of the Algonkian and the Cambrian of Bohemia (Summary), Sbor. SGÚ, 13, Praha.
Kettner R., 1948—1952. Historická geologie, **I—IV**, Praha.
Kettner R., 1949. Geologická stavba severní části Moravského krasu a oblastí přilehlých, Rozpr. Č. akad., 59, Praha.
Kettner R., 1954, 1955. Všeobecná geologie, **III, IV**, Praha.
Kettner R., 1956. Einige Ergebnisse der geologischen Studien über den Bau der Ostsudeten. Geotekt. Symp. H. Stille, Stuttgart.
Kettner R., 1958. Die Tektonik des Gebirges Nízké Tatry (Niedere Tatra), Geologie, 7, Berlin.
Kettner R., 1958, 1959. Allgemeine Geologie, **I, II**. VEB Deutsche Verl. d. Wiss. Berlin.
Klein V., 1959. Stratigraphische Einteilung der Kreideformation in der Innersudetischen Depression (Summary), Věstn. ÚÚG, 34, Praha.
Klinec A., 1958. Geologische Notizen über das Kristallinikum des Gebirges Žiar (Summary), Geol. práce, Zprávy 12, Bratislava.
Klinec A., 1958. Kristallinikum im nordöstlichen Teil des Gebirges Malá Magura (Summary), Geol. práce, Zprávy, 12, Bratislava.
Klinec A., 1958. Vorläufiger Bericht über die Kartierung im Zentralteil der Gemeriden zwischen Smolník und Drnava (Summary), Geol. práce Zprávy, 12, Bratislava.
Kober L., 1928. Der Bau der Erde, 2, Aufl., Berlin.
Kober L., 1942. Tektonische Geologie, Berlin.
Kober L., 1955. Bau und Entstehung der Alpen, Wien.
Kodym O., 1921. Notice sur la deuxième phase du plissement varisque du Barrandien, Sbor. SGÚ, 2, Praha.
Kodym O., 1924. Remarques sur quelques dislocations transversales dans le Paléozoïque de la Bohême centrale, Rozpr. Č. Akad., Praha.
Kodym O., 1935. Coupes geologiques du Barrandien, IIème partie — Partie occidentale du Gothlandien et du Devonien, Knihovna SGÚ, 9, Praha.
Kodym O., 1926. Compte rendu sur le levé de la carte geologique de la région de Křivoklát en 1926. (Summary), Věst. SGÚ, 2, Praha.
Kodym O., 1946. La zone varisque moldanubienne de la Bohême (Summary), Sbor. SGÚ, 13, Praha.
Kodym O., Svoboda J., 1948. The Caledonian nappe structure of Krkonoše and Jizerské hory, Sbor. SGÚ, 15, Praha.
Kodym O., 1948, 1949. Přednášky z geologie Českého masivu, **I, II**, Praha.
Kodym O., 1953, 1954. Geologie Českého masivu, **I, II**, Praha.
Kodym O., 1954. Geologic Development of Czechoslovakia (In Czech) in J. Veselý, Ochrana československé přírody a krajiny, **II**, Praha.
Kodym O., 1956. The main problems of the Cretaceous of the Bohemian Massif (Summary), Čas. min. geol., 1, Praha.
Kodym O., 1958. Geologické jednotky českého masivu, Geol. sbor. SAV, Bratislava.
Kodym O. jun, 1951. Geological and Petrographic Conditions in the Area Southeast of Nepomuk (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.

Kodym O. jun., Suk M., 1958. Übersicht der geologischen und petrographischen Verhältnisse des Blatná- und Strakonicegebietes (Summary), Geol. práce, 50, Bratislava.
Kodym O. jun., Suk M., 1960. Beitrag zur Erkenntiss der Migmatisierung des Moldanubikum im Klatovy-Gebiet (Summary), Věst. ÚÚG, 35, Praha.
Kölbel H., 1959. Paléogéographie du Mésozoïque des plaines de la République Démocratique Allemande, en considération des régions voisines, Conf. sur le Mésozïoque, Budapest.
Kölbl L., 1927. Der Südrand der Böhmischen Masse, Geol. Rdsch., 18.
Kölbl L., 1929. Die alpine Tektonik des Altvatergebirges, Mitt. d. Geol. Ges., 22, Wien.
Kopecký L., Malkovský M., 1958. Über die Funde von Melaphyren im Permokarbon von Kladno — Rakovník (Summary), Věst. ÚÚG, 33, Praha.
Kordjuk B., 1941. Junge Granite und Vererzung des Slowakischen Erzgebirges, Zentralbl. Min. Geol., Abt. B, Stuttgart.
Körössy L., 1958. Adatok a Kisalfö'd mélyföldtanához, Földt. Közl. 88, Budapest.
Kossmat F., 1925. Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudeten, Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B.
Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues, Abh. Sächs. Geol. L.-A., 1.
Kossmat F., 1931. Das Problem der Grossüberschiebungen im variskischen Gebirge Deutschlands, Zentralbl, f. Min. etc.
Kossmat F., 1936. Paläogeographie und Tektonik, Berlin.
Kotański Z., 1959a. Contribution to the Tectonics of the High-Tatric Series, Geol. Res. in the Tatra Mts. etc., 5, Warszawa.
Kotański Z., 1959b. Stratigraphy, Sedimentology and Paleogeography of the High-Tatric Triassic in the Tatra Mts. Acta geol. polonica, 9, Warszawa.
Koutek J., 1931. Géologie du versant nord-west de la Basse Tatra Knihovna SGÚ, 13, Praha.
Koutek j., 1933. Géologie de la région cristalline de la Sázava, I, Věst. SGÚ, 9, Praha.
Koutek J., Zoubek V., 1936. Feuille de Bratislava 4758 de la carte géologique de la république Tchécoslovaquenotice explicative, Kniih. ÚÚG., 18, Praha.
Koutek J., 1937a. O tektonickom okne starohorskom v Banskej Bystrici, Sbor. štát. ban. musea, Ban. Štiavnica.
Koutek J., 1937b. Revision des sogenannten «Grauwackenhorizontes von Přibyslav» im Kristallinikum der böhmischmährischen Höhe, Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B.
Koutek J., 1939. Bericht über den Fund der nichtmetamorphen Konglomerate im Gneisgebiete von Německý Brod in Böhmern (Summary), Věst. SGÚ, 15, Praha.
Koutek J., 1952. Západní hranice Českomoravské vysočiny s geologického hlediska, Sbor. Čs. spol. zem., 57, Praha.
Koutek J., 1939. Geologie des kristallinischen Gebietes des Sázava-Flusses, II, Věst. SGÚ, 15, Praha.
Koutek J., 1942. K tektonice Kutnohorska a přilehlého Posázaví, Věst. SGÚ, 18, Praha.
Koutek J., Pouba Z., 1956. On Geological Conditions of the Ore Deposit Magurka in the Nízké Tatry (Summary), Sbor. ÚÚG, Praha.
Kratochvíl F., Vachtl J., Zoubek V., 1951. Report on the Pegmatite Zone between Křiženec and Nezdice in the Teplá Hills (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.

Kratochvíl J., 1925. Poznámka o žulách na sv. části listu Kamenice n. L., Pelhřimov. Věst. SGU, 1, Praha.
Kratochvíl J., 1926. Géologie de la section Pelhřimov, feuille Pelhřimov — Kamenice n. L. (Summary), Věst. SGÚ, 2, Praha.
Kratochvíl J., 1937—1948. Topografická mineralogie Čech. I—IV, (1957, 1958), I—II, 2 ed., Praha.
Kraus E., 1951a. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge, Berlin.
Kraus E., 1951b. Baugeschichte der Alpen, I, II, Akad. Verlag Berlin.
Krist E., 1954. Karbónske zlepence bindt-rudnianskeho vývoja v sev. časti Spišsko-gemerského rudohoria, Geol. práce, 36, Bratislava.
Kruis B., 1959. Výzkum svislých pohybů zemské kůry v Čsl. republice, Geodet. a kartograf. obzor, 5/47, Praha.
Krupička J., 1948. Geological Studies from the Northeastern Part of the Central Bohemian Pluton (Summary), Sbor. SGÚ, 15, Praha.
Książkiewicż M., Samsonowicz J., 1952. Zarys geologii Polski, PWN, Warszawa.
Książkiewicz M., 1952. Evolution of the Carpathian Flysh Geosyncline, C. R. Intern. Geol. Congr., Alger.
Książkiewicz M., 1956. Geology of the Northern Carpathians, Geol. Rdsch., 45, Stuttgart.
Książkiewicz M., 1958. Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea, Geol. Rdsch., 47.
Kubíny D., 1954. Niekol'ko poznámok ke geológii koreňových subtatranských príkrovov na juh od Brezna, Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava.
Kubíny D., 1958. Vorläufige Ergebnisse der geol. Kartierung des granitoiden Massivs der Niederen Tatra, Geol. práce, Zprávy, 14, Bratislava.
Kuthan M., 1948. Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v sev. časti Prešovských hôr, Geol. práce, 17, Bratislava.
Kuthan M., 1950. Staršie paleozoikum gemeríd, Geol. sbor. SAV, 1, Bratislava.
Kuthan M., 1957. The Young Tertiary Volcanism in the North-eastern Part of Central Slovakia (Summary), Sbor. ÚÚG, Praha.
Kuthan M., 1958. Probleme des jungtertiären Vulkanismus der slowakischen Karpathen (Summary), Geol. práce, 49, Bratislava.
Kužvart M., 1954. Zpràva o orientačním výzkumu ložisek magnesitu na Slovensku, Věst. ÚÚG, 29, Praha.
Kužvart M., 1956. The Geological and Petrographical Conditions of the Talc Depositions and their Neighbourhood at Hnúšť'a (Nyustye) in Svovakia (Summary), Sbor. ÚÚG, 22.
Kukal Z., Petrografický výzkum vrstev klabavských barrandienského ordoviku, Sbor. ÚÚG, 25 (Summary).
Květoň P., 1951. Stratigraphy of the Crystalline series in the Neighbourhood of the Graphitic Deposits of Northern Moravia (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.
Lepsius R., 1933. Geologie von Deutschland (Schlesien und Sudeten), III, Leipzig — Berlin.
Leško B., 1953. Die Geologie der tektonischen Einheiten in der Ostslowakei bei Humenné (Summary), Geol. sbor. SAV, 4, Bratislava.
Leško B., 1955. Der geologische Bau des Gebietes zwischen Vranov und Strážské (Summary), Geol. sbor. SAV, 6, Bratislava.
Leško B., 1957. Geologie des Ost- und Südteiles des Ondavaer Hügellandes (Summary), Geol. práce, 46, Bratislava.
Lexique stratigraphique international, 1, Europa, Fasc. 6B, Tchécoslovaquie (Red. par F., Prantl et D. Andrusov), Paris, 1957.

Limanowski M., 1922. O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogicznych, biegnacych pod tymy łańcuchami, Spraw. Rol. Inst. Geol., 1, Warszawa.
Lukáč R., 1956. Einige Probleme des Neovulkanismus in breiterer Umgebung von Ban, Štiavnica (Summary), Geol. sbor. SAV, 7, Bratislava.
Mahel' M., 1953. Einige Probleme der nordgemeriden Synklinale (Summary), Geol. sbor., 4, Bratislava.
Mahel' M., 1954a. Beitrag zur Stratigraphie des östlichen Teiles der Gemeriden (Summary), Geol. sbor., 5, Bratislava.
Mahel' M., 1954b. Stratigraphie und tektonische Verhältnisse des Paläozoikums der westlichen Gemeriden (Summary), Geol. sbor., 5, Bratislava.
Mahel' M., 1955. Erwägungen über den Deckenbau der Westkarpathen (Summary), Geol. práce, Zprávy, 3, Bratislava.
Mahel' M., 1957. Die Kerngebirge, ein spezifischen Merkmal der Westkarpaten (Summary), Geol. sbor. SAV, 8, Bratislava.
Mahel' M., 1958. Príspevok k chápaniu tektoniského zmyslu makroštruktúr a megaštruktúr križňanskej jednotky v Strážovskej hornatine, Geol. práce, Zprávy, 14, Bratislava.
Mahel' M., 1958. Geologie des Gebirges Stratenská hornatina (Summary). Geol. práce, 48b, Bratislava.
Mahel' M., 1959a. Eine neue Einheit in den Westkarpaten, Geol. práce, 51, Bratislava.
Mahel' M., 1959b. Nové členenie a pohl'ad na historicko-geologický vývin mesozoika Centrálných Karpát, Geol. práce, 55, Bratislava.
Mahel' M., 1959c. Le développement du Mésozoïque dans les Carpathes Occidentaux, Conf. le Mésozoïque, Budapest.
Malachov A. A., 1958. O posloupnosti vzniku hydrothermálních ložisek geneticky spjatých s tvorbou středočeského plutonu, Čas. min. geol., 3, Praha.
Malecha A. (in print) Beitrag zur saxonischen Tektonik des NW-Teiles der Tschechischen Masse (Summary), Sbor. ÚÚG, Praha.
Malkovský M., 1956. Die geologischen Verhältnisse der Kreideformation im nordwestlichen Teil der Polomené hory (Summary), Rozpr. ČSAV, 66, Praha.
Marek L.. 1951. New Observations in the Kosov Beds — $d\zeta_2$ (Ashgillian) (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.
Марков К. К., 1951. Палеогеография, Москва.
Маслакова Н. И., 1957. Расчленение эоценовых отложений Восточных Карпат по мелким фораминиферам, Геол. сб. Львовского геол. общ., 4.
Máška M., 1951. Communication sur les résultats des recherches géologiques faites dans la partie orientale des Monts-Géants (In Czech), Věst. ÚÚG, 26, Praha.
Máška M., 1953. Drobná tektonika a krystalinikum, Věst. ÚÚG, 28, Praha.
Máška M., 1954a. K tektonické analyse krystalinika, Knihovna ÚÚG, 27, Praha.
Máška M., 1954b. Tectonic analysis and its applications, Rep. on the 3 Gen. Assembl. of Czech. Acad. of Sc. (In Czech a. Russ.) Praha.
Máška M., 1955. Note sur l'étude de la métallogenèse des Carpathes occidentales surtout, des Monts Métallifères de Spiš et de Gemer (In Czech), Zprávy ÚÚG, Praha.
Máška M., 1956a. Einige Probleme der Metallogenese und der Prospektion nach Erzlagerstätten im Zips-Gömörer Erzgebirge 1953—1954 (Summary), Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava
Máška M., 1956b. Über die vortertiäre Metallogenese der Westkarpathen, besonders des Zips-Gömörer Erzgebirges (Slowakei) (Summary), Geol. práce, 46, Bratislava 1957.

Máška M., 1956c. Note sur les recherches dans l'aire des Monts Métallifères de Spiš et de Gemer, I. Permien (In Czech). Zprávy ÚÚG, Praha.
Máška M., 1957. Note sur l'étude du Paléozoïque des Monts Metallifères de Spiš et de Gemer, III, Carbonifère (In Czech), Zprávy ÚÚG, Praha.
Máška M., 1959. Tectonic development of the West Carpathians in the pre-Mesozoic Eras, Report in Assembl. of the Czechosl. Ass. Min. and Geol., Praha, 1959. (In Czech).
Matějka A., 1927. Explorations géologiques dans les environs de Ružomberok en Slovaquie (Summary), Sbor. SGÚ, 7, Praha.
Matějka A., 1930. Kritická poznámka o subtatranských příkrovech ve Vysokých Tatrách, Věst. SGÚ, 6, Praha.
Matějka A., 1931. См. Guide des excursions...
Matějka A., Andrusov D., 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions evoisinantes, Knihovna SGÚ, 13, Praha.
Matějka A., 1949. Étude géologique dans les environs de Valašské Meziříčí (Summary), Sbor. SGÚ, 16, Praha.
Matějka A., Roth Z., 1949a. Preliminary Remarks to the Geology of the Moravo-Silesian Beskydy (Summary), Sbor. SGÚ, 16, Praha.
Matějka A., Roth Z., 1949b. The Geology of the Magura Flysh Group in the Drainage Basin of the Kysuca, (Summary), Sbor. SGÚ, 16, Praha.
Matějka A., Roth Z., 1950 Remark on the Main Tectonic Units of the Magura Flysn in Czechoslovakia (Summary), Věst. SGÚ, 25, Praha.
Matějka A., Kodym O., 1952. The Geology of the Flysh Zone between the Dukla Pass and the Lupkov Pass in Eastern Slovakia (Summary), Sbor. ÚÚG, 19, Praha.
Matějka A., Roth Z., 1952. An contribution to the Geology of the Basin of the Upper Ostravice in the Moravo-Silesian Beskydy (Summary), Sbor. ÚÚG, 19, Praha.
Matějka A., Leško B., 1953. Der Flysch und die innere Klippenzone in der Ostslowakei zwischen Hanušovice und Humenne (Summary), Geol. sbor. SAV, 4, Bratislava.
Matějka A., Hanzlíková E., 1956. The Cretaceous System of the Carpathian Flysch Zone of Czechoslovakia, Intern. Geol. Congr., Mexico.
Matějka A., Roth Z., 1956. The Geology of the Magura Flysch Group in the Northern River Basin of the Váh between Bytča and Trenčín (Summary), Rozpravy ÚÚG, 22, Praha.
Мазарович А. Н., 1951. Региональная геология материков, Москва.
Menčík E., Pesl V., 1954. The Stratigraphic and Tectonic Conditions of the Sub-Silesian Nappe on Sheet Nový Jičín (4160) (Summary), Sbor. ÚÚG, 21, Praha.
Menčík E., Pesl V., 1958. Die Oberkreideschichten in dem Magura-Flysch in Mähren (Summary), Práce Brn. zákl. ČSAV, 30, Brno.
Mehnert K. R., 1938. Die Meta-Konglomerate des Wiesenthaler Gneiszuges im sächsischen Erzgebirge, Min. u. petr. Mitt., 50, Leipzig
Mehnert K. R., 1959. Der gegenwärtige Stand des Granitproblems, Fortschr. d. Min., 32, Stuttgart.
Metz K., 1957. Lehrbuch der tektonischen Geologie, Stuttgart.
Мерлич Б. В., 1958. Тектонические факторы локализации неогенового оруденения Закарпатья, Геол. сб. Львовского геол. общ., 5—6.
Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1957. Палеогеновая фаза вулканизма в Восточных Карпатах, Геол. сб. Львовского геол. общ., 4.
Michalik A., 1951. Brzezna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej, Państw. Inst. Geol., Biult., 61, Warszawa.

Michalik A., 1952. Diaclases du massif cristallin de Tatra Polonais et changements hydrothermaux qui l'accompagnent (Summary), Państw. Inst. Geol., Biull., 84, Warszawa.
Michalik A., 1953. Budowa Tatr. Reg. Geol. Polski, 1/2, Kraków.
Michot P., 1956. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre, Ann. Soc. Geol. de Belgique, 80.
Mísař Z., 1956. Historische Übersicht der geologischen Forschungen im Niederen Gesenke vom Jahre 1822 bis in die Gegenwart (Summary), Přírodověd. ed. SSÚ, 1, Opava.
Mísař Z., 1958a. Die Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der kristallinen Serien im südlichen Teil des Keprník-Gewölbes (Summary), Rozpr. ČSAV, 68, Praha.
Mísař Z., 1958b. Zur Verbreitung und Charakteriskik des metamorphosierten Proterozoikums am nordöstlichen Rande der Böhmischen Masse, (Summary), Acta Univ. Carol., 3, Praha.
Mísař Z., 1958c. Die graphitischen Quarzite (Metalydite) im metamorphisierten Algonkium an Nordostrande der Böhmischen Masse (Summary), Čas. pro min. a geol., 3, Praha.
Mišík M., 1953. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Jelšava und Štítník (Summary), Geol. sbor., 4, Bratislava.
Möbus G., 1956. Einführung in die geologische Geschichte der Oberlausitz, VEB Deutscher Verl. d. Wiss., Berlin.
Mrázek A., 1957. New knowledge of the geology of the sediments of the basins in southern Bohemia (Summary), Věstn. ÚÚG, 32, Praha.
Müller K., 1958. Regionale magnetische Untersuchung und tektonischer Bau der kleinen Donautiefebene, Geophys. sbor., 91, Praha.
Муратов М. В., 1949. Тектоника и история развития алпинской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран, Тектоника СССР, 2, Москва — Ленинград.
Наливкин Д. В., 1956. Учение о фациях, I, II, Москва — Ленинград.
Наливкин Д. В., 1957. Краткий очерк геологии СССР, Москва.
Nemčok A., 1953. Der geologische Aufbau des Gebietes zwischen Rimavská Baňa und Sirk (Summary), Geol. sbor., 4, Bratislava.
Němec D., 1951. Petrostructural Studies of some West-Moravian Rocks (Summary), Spisy přír. fak. Masaryk. univ., 331.
Němec D., 1960. Quartz Fabrics of Moldannubian and Moravian Rocks (Summary).
Němejc F., 1953. Úvod do floristické stratigrafie kamenouhelných oblastí v ČSR, Praha.
Němejc F., 1959. Paleobotanika, I, Praha.
Neumann R. B., Palmer A. R., 1956. Critique of Eocambrian and Infracambrian, Intern. geol. congr., Mexico.
Neumann W., 1957. Gefügeuntersuchungen im Ruhlaer Kristallin, Abh. d. D. Akad. d. Wiss. zu Berlin, 13, Berlin.
Николаев В. А., 1953. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры, Извест. АН СССР, сер. геол., 2, Москва.
Noszky J., 1959. Formations jurassiques de la Hongrie, Confér. sur le Mésozoïque, Budapest.
Novotný M., Štelcl J., 1951. Petrography and Tectonics of the Zlatý Chlum Territory, Zvl. příl. Přírod. sbor. Ostravského kraje, 12/2.
Novotný M., 1953. The Amphibole Gneisses from the Area of Metabasites of the Jeseník, Sbor. ÚÚG, 20, Praha.
Oberc J., 1952. Variscian Tectonics of the Sudetic Mountains Illustrated by the Example of the Bardo Mountain, Intern. Geol. Congr., 14, Sess. 12, Alger 1954.
Oelsner O. W., 1952. Die Abhängigkeit der Paragenesen erzgebirgischer Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite, Frei-

berg. Forschungschf., 8—G, Geol. min. 3, Berg-Hüttenmänng, Tag-1951, Freiberg (i. Sa).
Ončáková P., 1954. Petrographie und Petrochemie der gemeriden Granite (Summary), Geol, prace, 39, Bratislava.
Orlov A., 1935. Zur Kenntnis der Petrochemie des mittelböhmischen Plutons, Min. u. petrograph. Min., 46.
Orlov A., 1938. Přehled petrologie středočeského plutonu, Čas. Nár. musea, 112, Praha.
Pacltová B., 1958. Palynological investigation of the Cretaceous, Tertiary and Quaternary deposits in the basins of southern Bohemia (Summary), Věstn. ÚÚG, 33, Praha.
Palivcová M., 1956. Geologisch-petrographische Verhältnisse in der Kozí hory Zone und deren nächster Umgebung (Dobříš-Gebiet) (Summary), Sbor. ÚÚG, 22/55, Praha.
Pantó G., 1956. Constitution géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, Ung. Geol. Anst., Mitt.-Jb., 44.
Passendorfer E., 1959. Rozwój paleogeograficzny Tatr, In Przewodnik 32 zjazdu polskiego tow. geol. w Tatrach i na Podhalu, Warszawa.
Patteisky K., 1929. Geologie des varistischen Gebirges der Ostsudeten (Summary), Sbor. ÚÚG, 8, Praha.
Patteisky K., Folprecht J., 1931. Der Rumpf des oberschlesischen Steinkohlengebirges, Ztschr. d. oberschles, Berg. u. Hüttenm. Vereins zu Katovice, 70.
Pauk F., 1941. Beitrag zur Tektonik des Durchbruches unter dem Eisengebirge (Summary), Věstn. SGÚ, 17, Praha.
Pauk F., 1953. Poznámky ke geologii Orlických hor a Králického Sněžníku, Věstn. ÚÚG, 28, Praha.
Petránek J., 1953. Sedimentological Contribution to the Question of the Pre-Hercynian Cristalline Schists in Central Bohemia (Summary), Sbor. ÚÚG, 20, Praha.
Petránek J., Pouba Z., 1953. Zpráva o výzkumu permokarbonských slepenců v jižní části Boskovické brázdy, Věstn. ÚÚG, 28, Praha.
Petránek J., 1956. The Young Tertiary Tectonics in the Coal District of Ostrava-Karvina (Summary), Sbor. ÚÚG, 22/55, Praha.
Petránek J., 1956b. The Coalification of the Seams in the Ostrava Karvinná District and its Dependence on Geological Factors (Summary), Sbor. ÚÚG, 22/55, Praha.
Petránek J., 1951. The Tetín Overthrust (Summary), Věst. Král. čes. spol. nauk, 1950, 7, Praha.
Petraschek W., Woldmann A., Liebus A., 1944. Die Sudetenländer, Handbuch der Regionalen Geologie, Heidelberg.
Petraschek W. E. jun, 1943. Zur Altersbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien, Ztschr. d. D. Geol. Ges., 90, Berlin.
Pietzsch K., 1954. Die Gneise des Sächsischen Erzgebirges, Geologie 3, Akad. Verl., 4, Berlin.
Pietzsch K., 1956a. Abriss der Geologie von Sachsen, Berlin.
Pietzsch K., 1956b. De Elbtalzone, Ber. d. Geol. Ges., 1, Berlin.
Pietzsch K., 1956c. Kritische Betrachtungen der Anschauungen über die Gebirgsbildungsphasen im Sächsischen Grundgebirge, Geotekt. Symp. zu Ehren von H. Stille, Stuttgart.
Pleinerová-Hladká N., 1957. Mineralogicko-petrografické poměry ny Vápenném vrchu u Raspenavy a v jeho širším okolí, Sbor. ÚÚG, 24, Praha.
Pokorný V., 1958. Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, I, II. VEB Deutscher Verl. d. Wiss., Berlin.
Polanský J., Dobeš M., 1956. Gravimetric measurements in the Kladno — Slaný — Rakovník basin (Summary), Geofys. sbor. 39, Praha.

Pouba Z., 1949a. The Geological Evolution of the Motol Valley, Sbor. SGÚ, 16, Praha.
Pouba Z., 1949b. Geological and petrographical Problems of the Vysoký Jeseník (Summary), Slezský stud. ústav, Opava.
Pouba Z., 1951. Geological Study of the Muráň Plateau (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.
Pouba Z., 1959. Geologické mapování, Nakl. ČSAV, 1—523 p., Praha.
Prantl F., 1957. См. Lexique stratigraphique...
Preclik K., 1926. Das Nordende der Thayakuppel (Summary), Sbor. SGÚ, 6, Praha.
Preclik K., 1927. Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Bönnischen Masse, Geol. Rdsch., 18.
Přibyl A., 1948. Bibliographic Index of Bohemian Silurian Graptolites, Knih. SGÚ, 22, Praha.
Przewodnik 32, zjazdu polskiego Tow. geol. w. Tatrach i na Podhalu, Warszawa.
Pták J., 1956. Vorläufiger Bericht über die Petrographie des Kkistallinikums der Čierna hora zwischen Margecyny und Kluknava (Summary), Geol. práce, 5, Bratislava.
Пушаровский Ю. М., 1959. Краевые прогибы, их тектонические строение и развитие, Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 28.
Rädisch J., 1933 La géologie et la pétrographie de la région située entre Všeruby et Pocinovice (Summary), Věstn. SGÚ, 9, Praha.
Rakusz G., 1930. Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšina und Nagyvisnyò, Geol Hung. Ser., pal 8, Budapest.
Röhlich P., 1958. Beitrag zur Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des nordmährischen Devons (Summary), Acta Univ Carol., 1, Praha.
Röhlich P., 1960. Přehled geolog. výzkumu barrandienského algonkia, Praha.
Rösing F., 1947. Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpathen), Ztschr. d. d. Geol. Ges., 99, Stuttgart.
Roth Z., 1942 Der Bau des krystallinischen Schiefergebietes in der Umgebung von Hohenelbe im Riesengebirge, Bull. intern. Acad, Praha.
Roth Z., Matějka A., 1953. The Pelosiderites of the Moravosilesian Beskydy (Summary), Geotechnika, 16, Nakl. ČSAV, Praha.
Roth Z, 1954. Die Probleme des Gebirgsdrucks in Felsmassiven vom Standpunkt der Geologie (Summary), Knih. ÚÚG, 26. Praha.
Roth Z., 1956. Geologie des Humenné-Gebirges in der Ostslowakei (Summary), Geol. práce, Zpr 8, Bratislava.
Roth Z., 1956. État actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone du Flysch dans les Carpathes tchecoslovaques occidentales, Intern. geol. congr., Mexico.
Rozložník P., 1935. Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina (Dobšiná), Geol. Hungarica, 5, Budapest.
Rozložník L., 1957. Geological Conditions and Ore Deposits of the Surroundings of Dobšiná (Summary), Geol. práce, Zpr., 11, Bratislava.
Sander B., 1914. Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges, Vern. R.-A.
Sander B., 1948, 1950. Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Wien.
Sattran V, 1956. Geologische und petrographische Verhältnisse des südlichen Teiles der Altenberger Scholle zwischen Niklasberg und Moldau im Erzgebirge (Summary), Sbor. ÚÚG, 24, Praha.
Sattran V., 1957. Die Abtragung des Kristallins im Raume des östlichen Krušné hory — Gebirges (Erzgebirges) (Summary), Věstn. ÚÚG, 32, Praha.

Sattran V., Skvor V., 1958. Krušnohorské krystalinikum, Čas. promin. a geol., 2, Praha.
Sborník ke sjezdu Čs. společnosti pro mineralogii a geologii při ČSAV v Praze a k exkursím do západních Čech v květnu roku 1958, Čas. pro min. a geol., 3/2, Praha.
Schaffer F. X., 1951. Geologie von Österreich, Wien.
Scheumann K. H., 1924. Praevariskische Glieder der sächsischfichtelgebirgischen kristallinen Schiefer, I, Abh. sächs. Akad. Wiss., 39/1, Leipzig.
Scheumann K. H., 1937. Metatexis und Metablastesis, Ztschr. f. Kristallographie, 48.
Scheumann K. H., 1939. Ueber die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der roten Gneise des Sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume, Min. u. petr. Mitt., 750, Leipzig.
Scheumann K. H., 1957. Über Gneise des Erzgebirges, Geologie, 6, Berlin.
Schmidt E. R., 1957. Geomechanika, Budapest.
Schmidt E. R., 1559. Géomechanique de la formation des cratosynclinaux mésozoïques, Confér. sur le Mésozoïque, Budapest.
Schönenberg R., 1949. Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen), Ztschr. d. deutsch. Geol. Ges., 99/47, Stuttgart.
Schönenberg R., 1948. Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen), Ztschr. d. deutsch. geol. Ges., 98/46, Stuttgart.
Schüller A., 1936. Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges, Geol. Rdsch., 27, Stuttgart.
Schüller A., 1942. Beiträge zur regionalen Petrographie des Prävaristischen Faltengebirges, Min. Petr. Mitt., 53, Leipzig.
Schüller A., 1945. Zur tektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges., 97, Stuttgart.
Schüller A., 1949. Zur Kenntnis des initialen keratophyrischen Vulkanismus im thüringisch-vogtländischen Culm und der zeitlichen Einstufung der Gneisüberschiebungen der Zwischengebirgsschollen, N. Jb. f. Min. etc., Abhandl., 80.
Schwan W., 1955. Bau und Bewegung im mittleren Thüringen Variszikum (Frankenwälder Querzone), Ztschr. d. deutsch geol. Ges., 106, Hannover.
Schwarzbach M., 1939. Das Bober-Katzbachgebirge im Rahmen des europäischen Paläozoikums, Jahrbuch der preussischen Geol. L-A, 59.
Schwarzbach M., 1943. Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas, Geol. Rdsch., 34, Stuttgart.
Schwarzbach M., 1950. Das Klima der Vorzeit. Verl. Enke, Stuttgart.
Schwinner R., 1951. См. Schaffer F. X.
Scupin H., 1936. Zur Paläogeographie des sudetischen Kreidemeeres, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges., 88, Berlin
Seneš J., 1954. Eine stratigraphische Studie der nördlich von Drahov gelegenen Region (Summary), Geol. sbor. SAV, 5/1—4, Bratislava.
Seneš J., 1956. Bemerkungen zur Stratigraphie und Paläogeographie des Untermiozäns der Südslowakei auf Grund neuer Forschungen in Mitteleuropa (Summary), Geol. sbor. SAV, 7/3—4, Bratislava.
Seneš J., 1957. Die Beziehungen des neogenen Vulkanismus zum geotektonischen Bau der Ostslowakei (Summary), Geol. sbor. SAV, 8/1, Bratislava.
Seneš J., Švagrovsky J., 1957. Neogen der Ostslowakei (Summary). Geol. práce GÚDŠ, Bratislava.
Seneš J., 1959. Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratetýdy Geol. práce GÚDŠ, 55, Bratislava.

Skácel J., 1954. Bericht über die geologische Kartierung im südöstlichen Teil der Rychleber Berge, ČSR (Summary), Sbor. SLUKO, A-2, Olomouc.
Skácel J., 1955. Übersicht der Geologie des Devons zwischen Leskovec n. M. und Horní Benešov (Summary), Sbor. SLUKO, A-3, Olomouc.
Skácel J., 1956. Probleme der Metallogenesis in Jeseníky (Summary), «Rudy», 4, Praha.
Slavík F., 1904. O kamenečných a kyzových břidlicích západočeských, Rozpr. Č. Akad., 13, Praha.
Slavík F., 1907. Spiltové vyvřeliny v prekambriu mezi Kladnem a Klatovy, Arch. pro přír. výzk. Čech, 14, Praha.
Slavík F., 1917, 1918. Vulkanismus v Barrandienu, Čas. musea král. českého.
Slavík J., 1956. Bemerkungen zu den vulkanisch-tektonischen Grundproblemen des mittleren Teiles des vulkanischen Gebirges Vihorlat in der Ostslowakei (Summary), Geol. práce GÚDŠ, 8, Bratislava.
Славин В. И., 1956. О мезозойской истории Карпат, Учен. зап. Московского унив., 176, Москва.
Славин В. И., 1958. О срединном Паннонском массиве Карпат, Геол. сб. Львовского геол. общ., 5—6.
Slavin V. I., 1959. Le problème des masses médianes sur le territoire du géosynclinal alpin, Confér. sur. le Mésozoïque, Budapest.
Snopko L., 1957. Bericht über Tektonik und Metamorphose des Kristallinikunis der Zipser Decke in Wassergebiete des Flusses Slaná (Summary), Geol. práce Zpr. 11, Bratislava.
Sokolowski S., 1948. Tatry Bielskie, Geologia zboczy poludniowych, Práce państwow, inst. geol., 4, Warszawa.
Sokolowski S., 1959. Outlines of Geology of the Tatra Mountains, Geol. res. in the Tatra Mts. etc., 5, Warszawa.
Sokolowski S., Znosko J., 1959. Program of a Tectonic Map of Poland, as Part of an European Tectonic Map (Summary), Wydawn geol., Warszawa.
Sondern R. A., 1952. Die Lineamenttektonik und ihre Probleme, Ecl. Geol. Helv., 31, 1.
Soukup J., 1945. The Older Palaeozoic near Týniště n. Orl. and its Cretaceous Cover. From «Bulletin intern. de l'Acad. tchéque des Scien», 46/4, Praha.
Soukup J., 1954. Modifikation der stratigraphischen Gliederung und die Frage der Grenze zwischen Turon und Senon in der böhmischen Kreide (Summary), Sbor. ÚÚG, 21, Praha.
Soukup J., 1956. Die stratigraphische Gliederung der Kreideformation der Böhmischen Masse (Summary), Věstn. ÚÚG, 31/4, Praha.
Spengler E., 1949. Über die Abtragung des varistischen Gebirges in Sachsen, Abh. d. Geol. L-A., NF, 212, Berlin.
Spengler E., 1951. См. Schaffer F. X.
Steinocher V., 1950, 1953, 1954, 1957, 1958, 1959. The Position of Some Plutonic and Dyky Rocks of the Plutonic Massif of Central Bohemia in P. Niggli's Quantitative Mineralogical and Chemical System, Part I—VI (Summary), Sbor. ÚÚG, 17, 20, 21, 24, 25, 26, Praha.
Stejskal J., 1949. Geologie stratigrafická (se zvláštním zřetelem k Československé republice), Velký ilustrovaný přírodopis všech tří říší, **VIII**, part III, Praha.
Stille H., 1945. Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinents, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., 97, Stuttgart.
Stille H., 1945/1946. Die assyntische Faltung, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., 98, Stuttgart
Stille H., 1947. Uralte Anlagen in der Tektonik Europas, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., 99, Stuttgart.

Stille H., 1948. Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., 100, Stuttgart.
Stille H., 1949a. Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung Deutsche Akad. d. Wiss., Vorträge u. Schriften, 32 Berlin.
Stille H., 1949b. Die saxonische Tektonik im Bilde Europas, Symp. Erdöl. u. Tektonik in Nordwestdeutschland, Hannover — Colle.
Stille H., 1951. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen, Beihefte z. Geol. Jhb., 2, Hannover.
Stille H., 1953. Der geotektonische Werdegang der Karpathen, Beihefte z. Geol. Ihb., 8, Hannover.
Stille H., 1958. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild, Beihefte z. Geol. Jhb., 22, Hannover.
Страхов Н. М., 1948. Историческая геология, Москва.
Stránik Z., Roth Z., 1957. Note preliminaire sur les études géologiques dans le Čerhovské pohoří et dans la partie occidentale, de Bardějov, de l'Ondavská vrchovina (In Czech), Zprávy ÚÚG, Praha.
Subcommission for the Tectonic Map of the World (Commission for the Geol. Map of the World, Intern. Geol. Congress), Reports, Circulars, Projects to the sessions 1958 (Paris Lvov), and 1959 (Moskva).
Suess F. E., 1885, 1888, 1901, 1909, Das Antlitz der Erde, I, II, III/I, III/2, Wien.
Suess F. E., 1903. Bau und Bild der Böhmischen Masse, Wien.
Suess F. E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes, Denkschr. Akad. Wiss., 88, Wien.
Suess F. E., 1922. Der innere Bau des variszischen Gebirges, Mitt. d. Geol. Ges., 14, Wien.
Suess F. E., 1926a. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, Berlin.
Suess F. E., 1926b. Das Grossgefüge der böhmischen Masse, Centralbl. f. Min. etc., Abt. B.
Suess F. E., 1927. Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik, Geol. Rdsch., 18.
Suess F. E., 1931. Ostalpines und Böhmisches Grundgebirge, Mitt. d. Geol. Ges., 24, Wien.
Suess F. E., 1932. Zur Synthese des ostvariszischen Bogens, N. Jhb. f. Min., 69B, Stuttgart.
Suess F. E., 1935. Der lugische Bau in seinem Verhältnis zur varistischen Orogenese, Mitt. d. Geol. Ges., 28, Wien.
Suess F. E., 1936, Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose, Anzeiger D. Akad., 73, Wien.
Suess F. E., 1937, 1938, 1939. Bausteine zu einem System der Tektogenese, **I, II, III**, Fortschr. d. Geol. u. Pal., 13/42, 13/43, 13/44.
Suk M., 1958. Beitrag zur Frage der Migmatisierung in Südböhmen (Summary), Čas. min. geol., 3, Praha.
Svoboda J., Prantl F., 1947. The Stratigraphy and Tectonics of the Lower Palleozoic Rocks in the Vicinity of Trebotov (Summary), Sbor. SGÚ, 14, Praha.
Svoboda J., Prantl F., 1949. The Stratigraphy and Tectonic of the Devonian Area of Koněprusy (Bohemia) (Summary), Sbor. SGÚ, 16, Praha.
Svoboda J., Prantl F., 1950. On the Stratigraphy and Tectonic of the Lower Paleozoic around Koda near Srbsko (Central Bohemia) (Summary), Sbor. SGÚ, 17, Praha.
Svoboda J., Zoubek V., 1950. Report on an Informatory Investigation of the Border Region of the Moldanubian, Moravian and Lugian Structures (Summary), Věstn. SGÚ, 25, Praha.

Svoboda J., Prantl F., 1950. Strigraphic and Tectonic Study of the Neighbourhood of the Quarry «Cikánka» in the Radotin Valley (Central Bohemia), (Summary), Sbor. SGÚ, 17, Praha.
Svoboda J., Prantl F., 1951. Contribution to the Stratigraphy of the Inner Phyllites in the Tišnov District (Summary), Sbor. SGÚ, 18, Praha.
Svoboda J., Prantl F., 1953. The Stratigraphy and Tectonics of the Lower Paleozoic between Srbsko and Svatý Jan pod Skalou (Central Bohemia) (Summary), Sbor. SGÚ, 20, Praha.
Svoboda J., Prantl F., 1955. Die sedimentären Eisenerze des Barrandiens, I, Das Erzrevier von Zdice (Summary), Geotechnica, 19, Rraha.
Svoboda J., 1955. Die Kalksteine des Riesen- und Isergebirges (Summary), Sbor. SGÚ, 21, Praha.
Svoboda J., 1956. A contribution to the Paleogeography of the Silurian in the Massif of Bohemia (Summary), Věstn. ÚÚG, 31, Praha.
Svoboda J., Fiala F., 1957. The Geological and Lithological Conditions of the Algonkian in the Region between Telčice and Týnec nad Labem in the Železné hory (Summary), Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Szalai T., 1958. Geotektonische Synthese der Karpaten, Geofizikai Közl., 7/2, Budapest.
Szentes F., 1958. См. Carpatho-Balcanic Association.
Szentes F., 1959. Les mouvements mésozoïques de l'écorce terrestre en Hongrie, Conf. sur le Mésozoïque, Budapest.
Salát J., 1954. Príspevok k petrografii verukánských hornín z územia medzi Margecanmi a Košicemi, Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava.
Salát J., 1957a. Compte rendu sur la 10 réunion de la Société de minéralogie et de géologie près de l'Académie Tchécosl. des Sciences tenue du 8 jusqu'au 11 sept. 1956 à Košice (Summary), Geol. sbor. SAV, 8/1, Bratislava.
Salát J., 1957b. Petrochemie der Vulkanite des Prešov-Tokajer Gebirges (Summary), Geol. práce, 46, Bratislava.
Šantrůček P., 1957. Die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse im nördlichen Teile des Egerer Beckens (Summary), Čas. min. geol., 2, Praha.
Šantrůček P., Tásler R., 1957. Stratigraphisch-lithologische Erforschung im westlichen Teile des Falkenauer Beckens (Summary), Věstn. ÚÚG, 32, Praha.
Шатский Н. С., 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями, Сравнительная тектоника древних платформ, Извест. АН СССР, сер. геол., 5, Москва.
Шатский Н. С., 1953. Тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 4 000 000, Москва.
Шатский Н. С., Богданов А. А., Яншин А. Л., 1957. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000, Москва.
Štelík J., 1951. Recherches paléontologiques et stratigraphiques sur le Stephanien de la Bohême centrale et de la Moravie (Summary), Sbor. ÚÚG, 18, Praha.
Škvor V., 1957. The principle of the Read's granite series and its application in the Krušné hory (Erzgebirge) (Summary), Věstn. ÚÚG, 32, Praha.
Škvor V., 1958. Bemerkungen zur Entstehung und Deformation der Sekretionsquarze in den Phylliten des westlichen Erzgebirges (Summary), Věstn. ÚÚG, 33, Praha.
Šmejkal V., 1958, 1959. Geochronological analysis of Czechoslovak rocks (in print; manuscript reports in Geofond Praha).
Šnajdr M., 1956. Remarks to the Stratigraphy of the Cambrian in the Area of Skryje and in the Zelezné hory (Summary), Věstn. ÚÚG, 31, Praha.

Snajdr M., 1958. The Trilobites of the Middle Cambrian of Bohemia (Geological and paleogeographical conclusions in text) (Summary), Rozpravy ÚÚG, 24, Praha
Stelcl J., 1954. Aplitgranit von Čučma bei Rožňava (Slowakei) (Summary), Práce Brn. zákl. ČSAV, 26/7, Brno.
Stelcl J., 1955. Petrographie und Gefüge der kristallinen Schiefer im Gebiet zwischen Zlaté Hory und Heřmanovice in Schlesien (Summary), Sbor. ÚÚG, 21, Praha.
Stelcl J., 1955. Petrographie und Gefügeanalyse des Gebietes an Ostabhängen der Urlichgruppe im Hohen Gesenke (Summary), Práce Brn zákl. ČSAV, 27/12, Brno.
Stelcl J., 1957. Beitrag zur Typisierung von den dem mährischen und schlesischen Devon entstammenden Fallen (Summary), Sbor. ÚÚG, Praha.
Stemprok M., 1958. A Contribution to the Genesis of the Cínovec Ore Deposits in the Krušné Hory area (Summary), Věstn. ÚÚG, 33, Praha.
Suf J., 1935. Magnesitová ložiska a geologické poměry okolí Jelšavy, «Báň. svět», Praha.
Suf J., 1936. Contributions a la géologie de la partie sud-est des montagnes du Spiš et du Gemer en Tchécoslovaque, «Carpatica», I, Praha.
Suf J., Andrusov D., 1936. Stratigraphie et tectonique du bord septentrional du plateau de Silica aux environs de Drnava (Slovaquie) (Summary), Uč. spol. Safaříkova, Bratislava.
Suf J., Kolek M., 1949. Contribution to Geological Conditions of the South-Eastern Part of Volovec near Rožňava in Slovakia (Summary), Sbor Vys. šk. báň. Ostrava.
Suf J., 1952. Geologie uhelných ložisek. 207 p. Přír. vyd. Praha.
Susta V., 1928. Rozdělení uhlonosného karbonu ostravsko-karvinské oblasti, Horn. věst. Praha.
Susta V., 1931. O karbonu na Slovensku, Horn. věst., 13, Praha.
Svagrovský J., 1958. Das Neogen der Ostslowakei, In Carpatho-Balcanic Assoc.
Tásler R., 1949. Předběžná zpráva o výzkumu manětínské pánve, VSGÚ, 24, Praha.
Teisseyre H., 1956. Some Remarks on the Tectonic Structure of Caledonides and Variscides in the Sudeten (Summary), Bull de l'Acad. pol. des sci. Warszawa.
Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J., 1957. Sudety, Utwory przedtrzeciorzędowe, Reg. Geol. Polski, 3/1, Kraków.
Timofejev B. V., 1958. Über das Alter sächsischer Grauwacken (Mikropaläophytologische Untersuchungen von Proben aus der Weesensteiner und Lausitzer Grauwacke), Geologie, 7, Berlin.
Tolwiński K., 1956. The Chief Tectonic Elements of the Carpathian Mts. (Summary), Acta géol. pol., 6, Warszawa.
Turnau-Morawska M., 1959. Crystalline Rocks in the Tatra Mountains (Summary), Geol. Res. in the Tatra Mts. etc., 5, Warszawa.
Uhlig V., 1903. Bau und Bild der Karpathen, Bau und Bild Österreichs., Wien-Leipzig.
Uhlig V., 1907. Über die Tektonik der Karpathen, Sitzber. Akad. Wiss., 106, Wien.
Ulrich F., 1926. Essai d'une nouvelle interprétation de la tectonique du Barrandien (Summary), Věstn. SGÚ, 2, Praha.
Ulrich F., 1930. Quelques remarques sur la tectonique de la Bohême centrale (Summary), Věstn. SGÚ, 6, Praha.
Umbgrove J. H. F., 1947. The Pulse of the Earth, 2 ed., Haag
Urban K., 1928/1929. Étude sur les schistes ardoisiers de l'algonkien de la Bohême occidentale (Summary), Sbor. SGÚ, 8, Praha.

Urban K., 1936. O příbramské jílové rozsedlině, Věda přír., 17/6—8, Praha.
Urban K., Buday T., 1941. Übersicht der Geologie des Neogens in der südmährischen Senke, Věstn. SGÚ, 17, Praha.
Vachtl J., 1937. Žula od Hnilce ve Slovenském rudohoří, Sbor. štát. ban musea, 1, Ban. Štiavnica.
Vachtl J., 1938. O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří) (Summary), Sbor. SGÚ, 12, Praha.
Vachtl J., Prokop F., 1946. On the Tectonics of the Cretaceous of Opatovice in Moravia (Summary), Věstn. SGÚ, 21, Praha.
Vachtl J., 1947. Les granites du Massif tchéque et de la Chaine carpathique en Tchécoslovaquie (Summary), Vys. šk. inž. stav., Z. geol. úst. sp. 3, Praha.
Vachtl J., 1950. The Deposits of Cenomanian Claystones in Bohemia and Moravia (Summary), Geotechnica, 10, Praha.
Vadász E., 1955. Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns.
Valach J., 1955. Petrographische Verhältnisse der Umgebung von Tuhár (Summary), Geol. práce, 3, Bratislava.
Válek R., 1954. Gravimetric observations in the central part of the Slovak Carpathians and their interpretation (Summary), Geofys. sbor., 14, Praha.
Varček C., 1956. Beitrag zur Erforschung der metallogenetischen Verhältnisse im Südteil des Zips-Gömörer Erzgebirges (Summary), Geol. sbor. SAV, 7, Bratislava.
Vašíček M., 1950. Micropaleontological Evidence of the Late-Tertiary Orogenesis in East Moravai (Summary), Sbor. SGÚ, 17, Praha.
Veit E., 1953. Molasse und alpin-karpathischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren, Neues Jb. f. Geol. u. Paläont., Abh. 97, Hannover.
Vejnar Z., 1955. Geological-Petrological Conditions in the Kolinec Spur of the Plutonian of Central Bohemia and of the Crystalline Schists (Summary), Sbor. ÚÚG, 21/54, Praha.
Věstník ÚÚG, 26, Praha.
Vjalov O. S., 1957a. Neogensedimente der westlichen Teilen der USSR (Summary), Geol. práce, 46, Bratislava.
Vjalov O. S., 1957b. Zur Frage der Fortsetzung des Magura-Flysches in Soviet-Karpathen (Summary), Geol. práce, 46, Bratislava.
Vjalov O. S., 1959. Le Mésozoïque des Carpathes Nord-orientaux, Conférence sur le Mésozoïque, Budapest.
Vyskočil V., 1956. A Contribution to the Study of the Present Tectonic Movements in Slovakia (Summary), Věstn. ÚÚG, 31, Praha.
Waldmann L., 1951. Das ausseralpine Grundgebirge Österreichs (in F. X. Schaffer, Geologie von Österreich).
Watznauer A., 1953. Zur Frage eines kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten, Geologie, 2, Berlin.
Watznauer A., 1954. Die erzgebirgischen Granitintrusionen, Geologie, 3, Berlin.
Watznauer A., 1955. Saxothuringikum-Lugikum, ein regionaltektonischer Vergleich, Freiberger Forschungshefte, C 17, Geol.-Miner.
Watznauer A., 1958. Beiträge zur Kenntnis der Augengranulite des sächsischen Granulitgebirges, Geologie, Jg. 7, Berlin.
Wegmann E., 1950. Diskontinuität und Kontinuität in der Erdgeschichte, Geol. Rdsch., 38.
Weiss J., Zrůstek V., 1957. Lithology of the Devonian of Hranice (Summary), Sbor. ÚÚG, 24, Praha.
Wieser T., 1950. Egzotyki krystalliczne w kriedzie śląskiej okolicy Wadowic, Rocz. pol. tow. geol. 18, 1948, Kraków.
Winkler-Hermaden A., 1951. См. Schaffer F. X.

Woldřich J., 1928. Notice sur la stratigraphie du Paléozoïque et les gisements de fer et de cuivre dans les Montagnes métallifères des Carpathes de la Slovaque, Compte rendu du XIV Congr. geol. intern. 1926, Madrid.
Wurm A., 1925. Geologie von Bayern. Hdb. d. Geol. u. Bodenschätze Deutschlands II, Abt., Berlin.
Wurm A., 1951. Zum Problem der Münchberger Gneismasse, Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 103, Berlin.
Wurm A., 1958. Zur Problematik der erdgeschichtlichen Analyse des Kristallins im variskischen Gebirge Nordostbayerns, Geologie, 7, Berlin.
Zapletal K., 1922—1923. Geotektonická stavba Moravského krasu, Čas. Mor. zem. musea, 20—21, Brno.
Zapletal K., 1928a. Zur Auffassung des variszischen Orogens, Ztbl. f. Min. etc.
Zapletal K., 1928b. Zur Geologie der Böhmischen Masse (mit besonderem Rücksicht auf die moravische Zone), Geol. Rdsch. 19.
Zapletal K., 1930. Überblick über die Geologie der tschechoslowakischen Karpathen, Geol. Rdsch., 21.
Zapletal K., 1930. Nachwort zur moravischen Frage, Geol. Rdsch., 21.
Zapletal K., 1931, 1932. Geologie a petrografie země Moravskoslezské, Vlast. publ. moravskoslez., I, Brno.
Zapletal K., 1932. Paläogeographische Entwicklung der Ost- und Süd-Sudeten von dem Mesozoikum, Ztbl. f. Min. etc., B.
Заплетал К., 1937. Тектонические и магматические явления и проявления минерализации и Моравской Силезии в пределах Богемской массы и Карпат, Межд. Геол. Конгресс, XVII сессия СССР. Тезисы докладов, Москва — Ленинград, 1937, ОНТИ, 141 стр.
Zapletal K., 1948. Geochemie, Rhytmus der Sedimentation und organische Entwicklung im Lichte der Tektogenesis, Intern. geol. congr., rep., London.
Zapletal K., 1950. Staré tektogeny v ČSR, Sbor. přír. fak. Mas. univ., 324.
Zapletal K., 1952. Příčné poruchy ve střední a jižní Evropé, Práce Mor. akad. věd přír.
Zapletal K., 1954. Ke geologii krystalinika českého masivu a odersko-viselské pánve (v rámci prvohorních pohoří), karpatského flyše, molasy a mladých vulkanitů, Spisy přír. fak. Mosaryk, univ., 352.
Zapletal K., 1955. Tektonik und Petrologie historisch-regional betrachtet, I, Spisy přír. fak. Masaryk. univ., 10, Brno.
Zapletal K., 1957. Zur Geologie der Sudeten und Umgebung, des oberschlesischen Kohlenbeckens, der Westka pathen und des Vorlandes (Summary), Publ. de la faculté des sciences de l'univ. Masaryk, G 7, Brno.
Zátopek A., 1940. Observations de tremblements de terre en Slovaquie et ancienne Russie Subcarpathique (Summary), Trav. Spec., 2, Praha. Voir aussi, Travaux Scientifiques de l'Assotiation internationale de Seismologie, 17, Strassburg 1949.
Zátopek A., 1948. On the propagation of the East-Alpine Earthquaques in the Bohemian Mass (Summary), Publ. de Inst. Geoph Tchécosl., Trav. Special, 3, Praha.
Zátopek A., 1958. Die seismische Karte der Tschechoslowakei, Práce geofys. úst. ČSAV, 61—71, Praha.
Zátopek A., 1960. Les relations seismotectoniques dans les Carpathes occidentales, Geofys. sbor. (Travaux Géophysiques), Praha.
Zátopek A., 1960. Problemes de la carte seismotectonique de la Tchécoslovaquie, Studia geophys. et geodaetica.
Záruba Q., Mencl V., 1954, 1957. Inženýrská geologie, I and II ed, Praha.

Záruba Q., 1957. Pleistocene Terraces of the Middle Course of the Vltava River and their Relation to polyglacial System, Intern. geol. congr. 5, Madrid — Barcelona.
Zelenka L., 1925, 1927. Recherches géologiques dans la Českomoravská vysočina (haut-pays séparant la Moravie de la Bohême) (Summary), Geol. Sbor 1—1925, 2—1927, Praha.
Zelenka L., 1927. Aperçu sur la géologie de la region située au Nord-Ouest de Košice (Summary), Věstn. SGÚ, 3, Praha.
Zeman J., 1959a. Der Stil des tektonischen Baues des Ostrava-Karviná Revieres (Summary), Věstn. ÚÚG, 24, Praha.
Zeman J., 1959b. Thickness of the Coalbearing Carboniferous of the Upper Silesian Basin and its Czechoslovak Part (Summary) Věstn. ÚÚG, 34, Praha.
Zemánek V., 1956. Skarnová ložiska v okolí Černého potoka u Přísečnice v Krušných horách. Sbor. ÚÚG, 23, Praha.
Zorkovský B., 1958. Historická geologia. Bratislava.
Zoubek V., 1927. Le métamorphisme d'injection et le métamorphisme de contact dans les environs de Pelhřimov (Summary), Sbor. SGÚ, 7, Praha.
Zoubek V., 1930. Étude géologique de la zone des racines des nappes subtatriques et des zones voisines au sud de Podbrezová (Summary), Věstn. SGÚ, 6, Praha.
Zoubek V., 1931. Sur le mode d'altération des blocks de granite du Dumbier et ses causes (Summary), Věstn. SGÚ, 7. Praha.
Zoubek V., 1935. La tectonique de la vallée supérieure du Hron et sa relation avec la distribution des sources minérales (Summary), Věstn. SGÚ, 11, Praha.
Zoubek V., 1936. Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen, Věstn. SGÚ, 12, Praha.
Zoubek V., 1937a. Zwei Erzfunde im Mesozoikum der Dumbier Zone (Summary), Věstn. SGÚ, 13, Praha.
Zoubek V., 1937b. Le cristallin des Carpathes Tchécoslovaques. Bull. Soc. géol. France, 5, Paris.
Zoubek V., 1946 Contributions à l'étude de la stratigraphie du Massiv de la Bohême, I, II (Summary), Sbor. SGÚ, 13, Praha.
Zoubek V., 1948. Remarks on the geology of the Crystallinicum of the Bohemian Mass. (Summary), Sbor. ÚÚG, 15, Praha.
Zoubek V., 1951. Note préliminaire sur les recherches et levés géologiques dans le district du Pluton de Karlovy Vary.
Zoubek V., 1957. Grenze zwischen Gemeriden und Veporiden (Summary), Geol. práce 46, Bratislava.
Zoubek V., 1958. Krystallinikum západních Čech in «Sborník ke sjerdu Čs. spol. pro min. a geol. při ČSAV a k exkursím do záp. Čech v květnu r. 1958». Čas. pro min. a geol., 3/2, Praha.
Zebera K., Ambrož V., 1955. The Tectonics of the Quaternary Sediments in the Ostrava District (Summary), Věstn. ÚÚG, 30, Praha.
Zebera K., 1957 La stratigraphie des couvertures würmiennes de loess en Tchécoslovaquie. Intern. géol. congr., 5, Madrid — Barcelona.
Zebera K., 1958. Die Tschechoslowakei in der ältern Steinzeit (Summary), Nakl. ČSAV, Praha.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5
Предисловие к чешскому изданию 9
Введение 13

ЧЕШСКИЙ МАССИВ

Основные особенности структуры и развития Чешского массива. *М. Машка* 19
Характерные особенности, границы и положение в общей структуре 19
Проблема границы с Альпийско-Карпатской системой . . . 22
Структурное подразделение 25
Вертикальное структурное подразделение Чешского массива 25
Территориальное структурное подразделение Чешского массива 27

Варисцийские структурные единицы Чешского массива и их развитие. *М. Машка, В. Зоубек* 35
Область варисцийской межгорной глыбы 35
Область Молданубского поднятия 35
Тепла-Баррандова область 44
Области проявления интенсивного варисцийского тектогенеза. *М. Машка, В. Зоубек* 65
Рудногорско-Тюрингенская область 65
Железногорско-Западносудетская область. *Й. Свобода* . . . 105
Мораво-Силезская область. *Й. Свобода* 111
Структурная единица Моравикум. *В. Зоубек* 114
Структурная единица Силезикум. *Й. Свобода* 116
Варисцийский гранитоидный магматизм Чешского массива *В. Зоубек* 120

Связь стратиграфо-палеогеографических условий образования палеозойских отложений с тектоникой. *Й. Свобода* 133
Ранний палеозой Чешского массива 133
Поздний палеозой Чешского массива. *О. Кодым* (*ст.*) 141
Нижнехарбоновые морские бассейны 141
Верхне-Силезский паралический бассейн 144
Нижне-Силезский бассейн 145
Бассейны Рудных гор 148
Бассейны средней Чехии 148
Стефанские и пермские бассейны 151

Платформенная стадия развития Чешского массива. *О. Кодым (ст.)* 155

Развитие Чешского массива в мезозое 155

Развитие Чешского массива в третичное время 161

Саксонская „складчатость" и связанный с ней вулканизм . 166

Развитие и морфология Чешского массива в четвертичное время 172

ЗАПАДНО-КАРПАТСКАЯ СИСТЕМА

Общее тектоническое подразделение Западных Карпат и их донеоидного основания. *М. Машка, В. Зоубек* 177

Развитие взглядов на тектоническое подразделение Западно-Карпатской системы. *В. Зоубек* 177

Подразделение и зональность Западно-Карпатской системы . . 179

Главные региональные структурные единицы внутренней области (Внутренних Карпат) 182

Главные региональные структурные единицы внешней области (Внешние Карпаты) 190

Тектоническое развитие Западно-Карпатской системы . . . 191

Развитие донеоидной Словацкой глыбы. *М. Машка, В. Зоубек* 191

Ретроградный метаморфизм докембрийских комплексов и эпиметаморфизм их осадочного чехла. *В. Зоубек* 195

Каледонское и варисцийское развитие. *М. Машка* 199

Развитие Западных Карпат в мезозойское время. *М. Магель, А. Матейка* 214

Тектоническое строение и положение отдельных мезозойских серий 228

Развитие Западных Карпат в палеогене. Внешняя область (флишевая зона). *А. Матейка* 232

Внешняя область (флишевая зона) 232

Структура Карпатской флишевой зоны 240

Внутренняя область (внутренний карпатский палеоген) . . . 243

Развитие Западных Карпат в неогене. *Т. Будай* 248

Избранная литература 258

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЧЕХОСЛОВАКИИ

Редактор *В. К. ЗНАМЕНСКАЯ* Техн. редактор *С. В. ПРИДАНЦЕВА*

Сдано в производство 21/VIII 1962 г. Подписано к печати 23/XII 1962 г.

Бумага 60×90¹/₁₆=11,1 бум. л. печ. л. 22,1 в т/ч. 5 вкл.+цв. карта. Уч.-изд. л. 20,1

Изд. № 5/0996. Цена 1р. 68 к. Зак. 668.

* * *

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва, 1-й Рижский пер., 2.

* * *

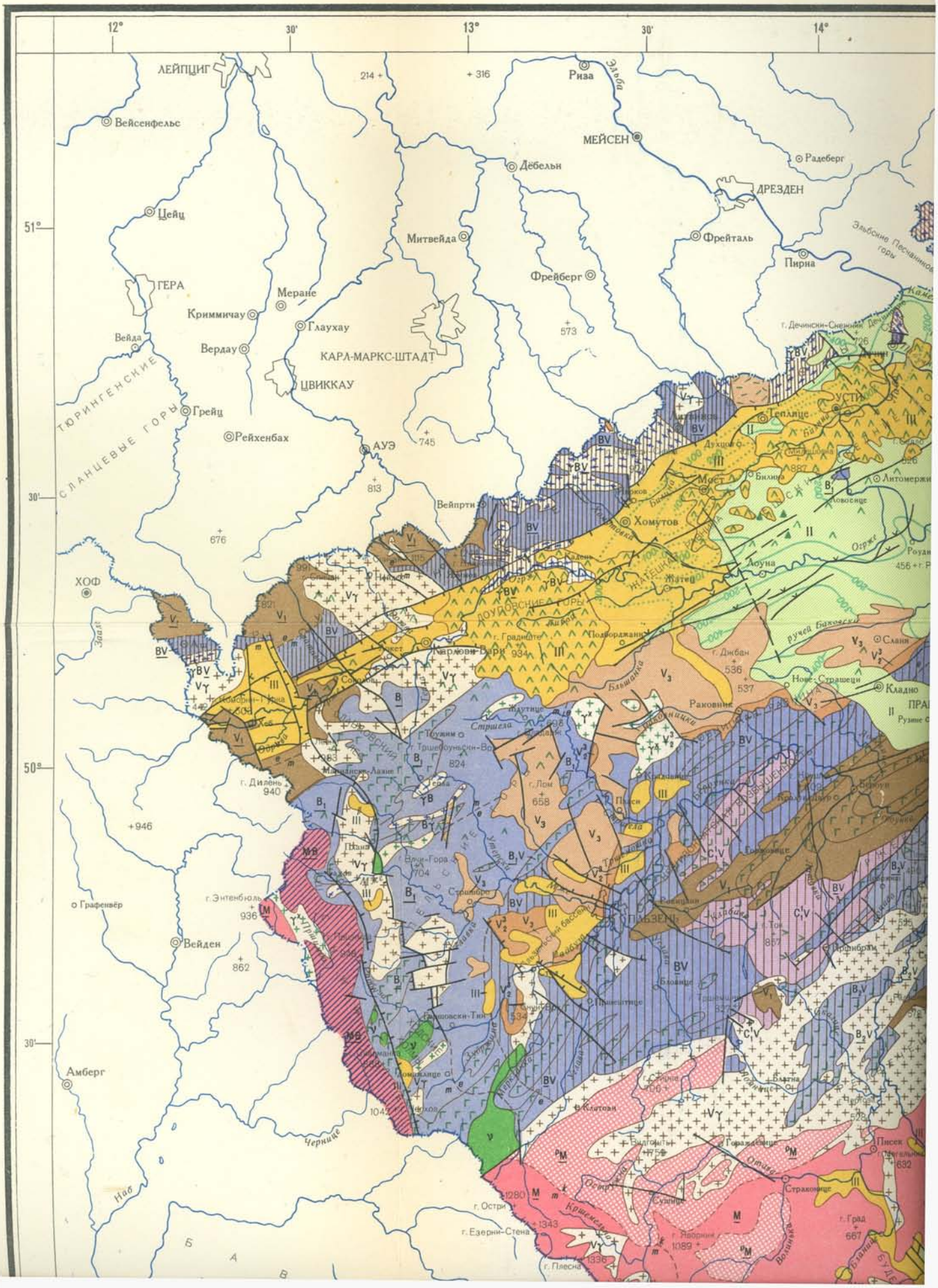
Типография № 2 им. Евг. Соколовой УЦБ и ПП Ленсовнархоза.

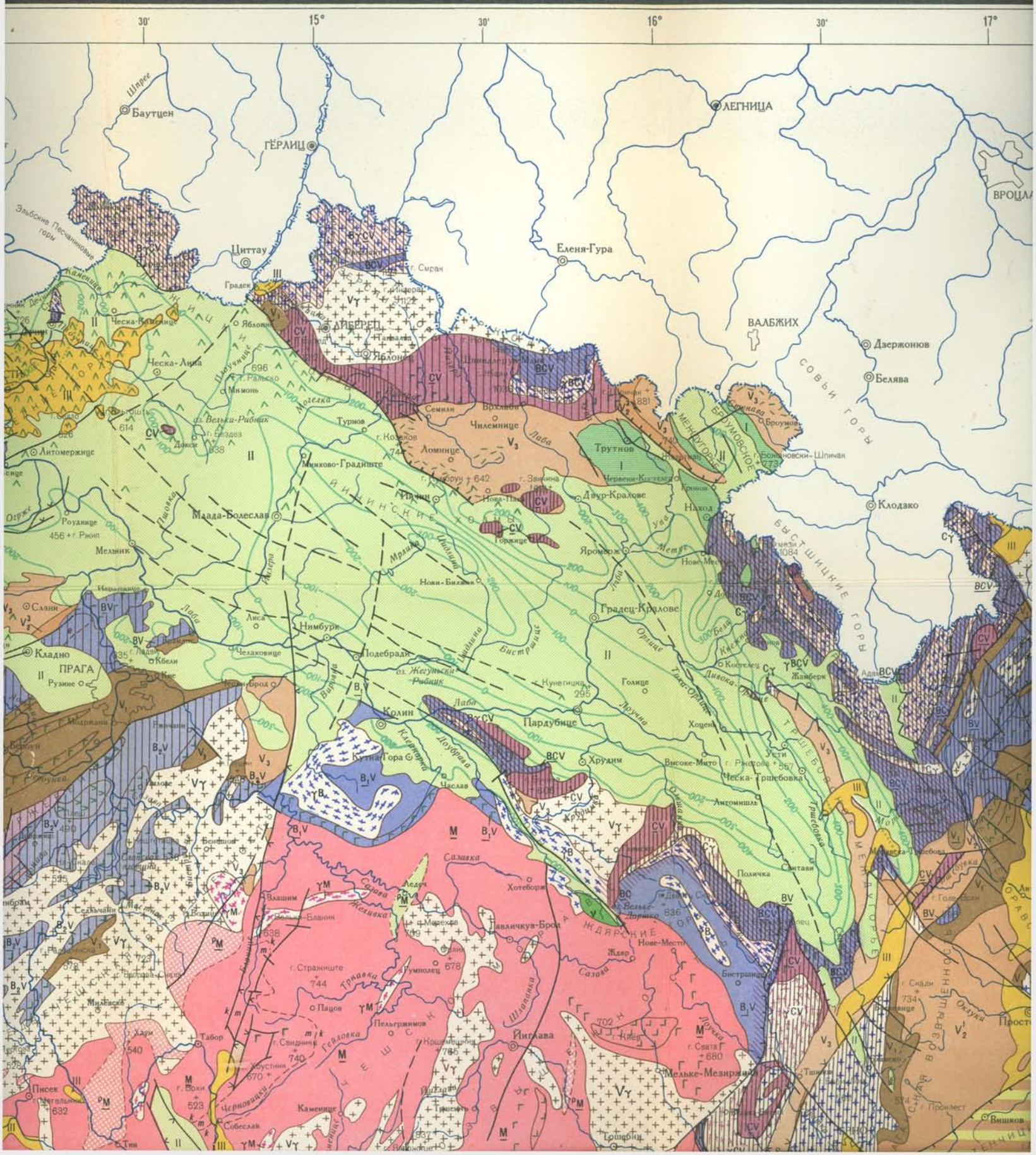
Ленинград, Измайловский пр., 29.

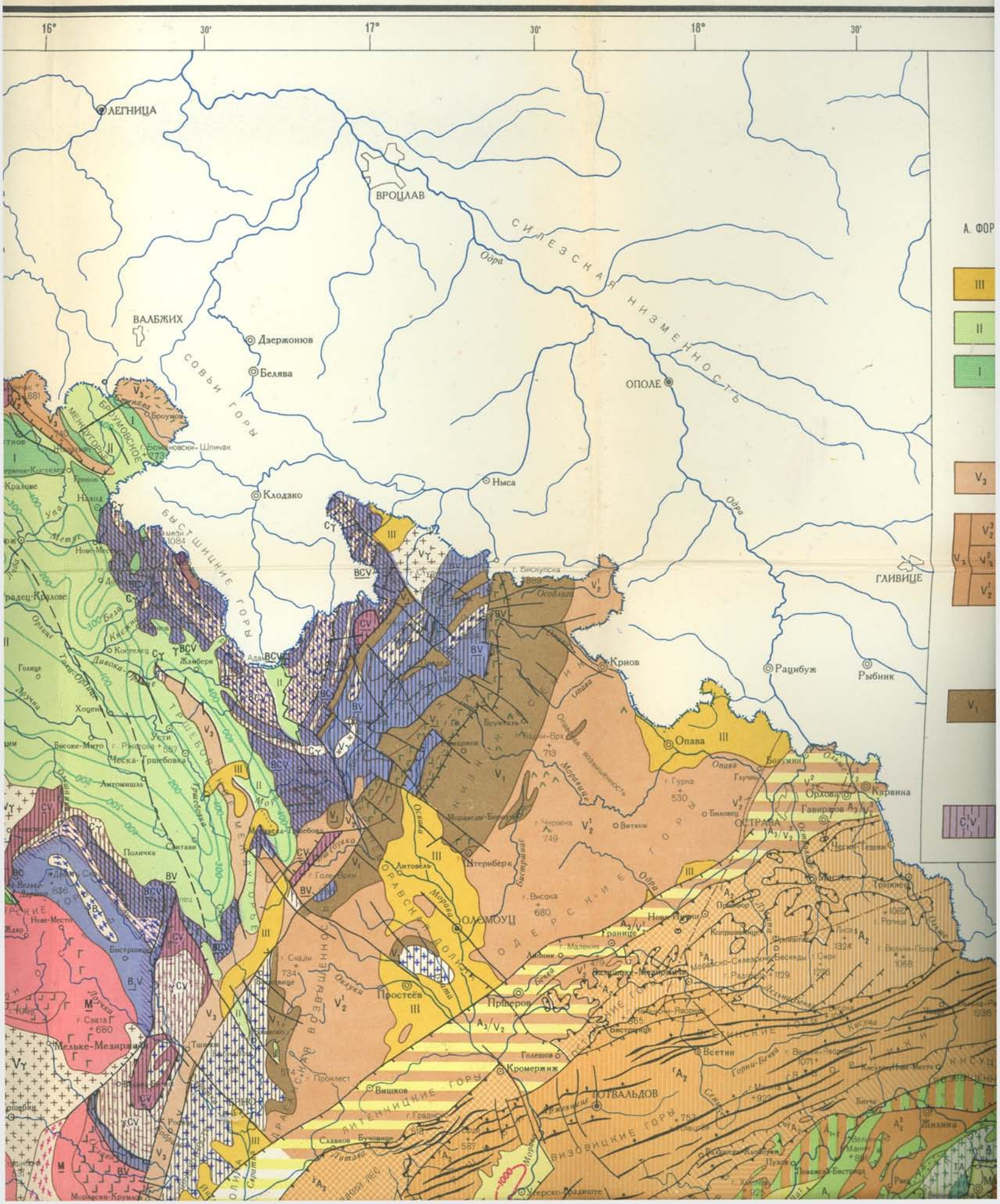
* * *

Отпечатано с готовых матриц во 2-й тип. Трансжелдориздата МПС

Ленинград, ул. Правды, 15. Заказ 808.


12°
30'
13°
30'
14°
51°
30'
50°
30'
ЛЕЙПЦИГ
Вейсенфельс
Цейц
ГЕРА
Вейда
Вердау
Криммичау
Меране
Глаухау
КАРЛ-МАРКС-ШТАДТ
ЦВИККАУ
Грейц
Рейхенбах
АУЭ
ТЮРИНГЕНСКИЕ
СЛАНЦЕВЫЕ ГОРЫ
Митвейда
Фрейберг
Дёбельн
МЕЙСЕН
Риза
Эльба
Радеберг
ДРЕЗДЕН
Фрейталь
Пирна
Эльбские Песчаниковые горы
Вейпрти
Хомутов
Теплице
УСТЕ
Мост
Литомержице
Лоуна
Жатец
ДОУПОВСКИЕ ГОРЫ
Карлови-Вары
Слаяя
Кладно
Раковник
Дикбан
Стршела
Тоужим
Тршебоуньсин
Дилень
Лом
Плзень
Пршибрам
Писек
Страконице
Клатови
Вейден
Амберг
Граффенвёр
Энтенбюль
Острн
Езерни-Стена
Плеснa
Яворник
Град
Чернице
Наб
Заал
ХОФ
Б А В


30'
15°
30'
16°
30'
17°
Баутцен
ГЕРЛИЦ
ЛЕГНИЦА
ВРОЦЛА
Еленя-Гура
ВАЛБЖИХ
Дзержонюв
Белява
СОВЬИ ГОРЫ
Циттау
ЛИБЕРЕЦ
Ческа-Липа
Литомержице
Млада-Болеслав
Мелник
Слани
Кладно
ПРАГА
Рузине
Нимбурк
Подебради
Колин
Кутна Гора
Часлав
Пардубице
Хрудим
Ческа-Трибова
Литомишль
Градец-Кралове
Трутнов
Чилемнице
Ломнице
Семилки
Турнов
Минихово-Градиште
Яромерж
Наход
Клодзко
БЫСТШИЦКИЕ ГОРЫ
Табор
Писек
Каменице
Собеслав
Йиглава
Мельке-Мезиржичи
Вишков
Прослеп
Ческа-Тршебова
Высоке-Мито
Жамберк
Хотеборж
Тршебич
Тин
Стражиште
Пацов
Пельгржимов
Крашмерциц
Свидница
Гумполец
Кунегицка
Голице
Хоцень
Поличка
Ситави
Нове-Место
Бистрица
Лаба
Орлице
Лоучна
Дивока
Метуе
Мрлина
Моґелка
Ваґрна
Ґрадлица
Бистрица
Доубрава
Ґрдлавка
Ґелавка
Ґрдлавка
Сазава
Шлапанка
Ґрдлавка
Ґрдлавка
Ґрдлав


16°
30'
17°
30'
18°
30'
ЛЕГНИЦА
ВРОЦЛАВ
ВАЛБЖИХ
Дзержонюв
Белява
СОВЬИ ГОРЫ
СИЛЕЗСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ
Одра
ОПОЛЕ
Ныса
Клодзко
БЫСТШИЦКИЕ ГОРЫ
ГЛИВИЦЕ
Крнов
Рацибуж
Рыбник
Опава
Карвина
ОСТРАВА
ОЛЕМОУЦ
Прерров
Простеёв
Кромержиж
ТОТВАЛЬДОВ
Вишков
ЛИТЕНЧИЦКИЕ ГОРЫ
ВИЗОВИЦКИЕ ГОРЫ
Мелькe-Мезиржичи
Бистрица
Литомишль
Ческа-Трибова
Моравска-Трибова
Моравска-Бистрица
Моравска-Крумлов
Ческе-Тешин
Москов
Границе
Всетин
Нове-Место
Кралове
Градец-Кралове
Ческе-Будеёвице
Ческа-Трибова
Ческе-Тешин
Моравска-Бистрица
Моравска-Крумлов
Моравска-Требова
Моравска-Тшебова
Моравска-Бистрица
Моравска-Крумлов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЧЕ

СОСТАВИЛИ: Т.БУДАЙ, М.МАГЕЛЬ, М.МАШКА, А.МАТЕЙКА, Й.СВОБО

с использованием геологических карт масштаба 1 : 200 000 и при участии О.Фусана, Й.Халоупски, О.Кодыма (мл.), А.Ма

II ЧЕШСКИЙ МАССИВ

А. ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ЧЕШСКОГО МАССИВА

III — Верхний структурный ярус платформенного чехла (Pg_3-Q)[1]

II — Средний структурный ярус (Cr_2cm-Cr_3cn; в бассейнах южной Чехии—Cr_3)

I — Нижний структурный ярус (P_2—цехштейн и верхний красный лежень, редко триас и юра)

В. ФУНДАМЕНТ ЧЕШСКОГО МАССИВА

1. СТРУКТУРЫ, ЗАНОВО СФОРМИРОВАННЫЕ ВАРИСЦИЙСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

V_3 — Верхний структурный ярус: $Cs-P_1$ (молассовое выполнение внутренних депрессий, характеризующееся присутствием продуктов слабого субсеквентного, иногда конечного вулканизма)

V_2 — Средний структурный ярус V_2: $Cl-Cw$, в некоторых местах с продуктами слабого вулканизма

V_2^3—верхний структурный подъярус, (намюр C—вестфаль)

V_2^2—средний структурный подъярус (намюр $A+B$)

V_2^1—нижний структурный подъярус (C_1)

V_1 — Нижний структурный этаж

Чешская межгорная стабильная глыба: $O-D_2$ с основным вулканизмом в ордовике и силуре (в Островном синклинории с кембрием) характеризующемся медиотипными складчатостью и разрывообразованием

Область Бруннии. Девон без основного вулканизма

Другие области На северо-западе: ордовик—силур (в Саксонии также девон). На северо-востоке и востоке: с основным (до кислого) вулканизмом, с проявлением медиотипной (до альпинотипной) складчатости (главным образом метаморфической) и разрывообразования. На северо-западе: с ассоциированным кембрием

C_1^1V — Кембрий с вулканитами, затронутый вместе с V_1 бретонской складчатостью и в незначительной степени тектонической активностью в чешскую фазу (представлен только в Баррандовой области)

2. РАННИЕ СТРУКТУРЫ, ПОДВЕРГШИЕСЯ ВОЗДЕЙСТВИЮ ВАРИСЦИЙСКИХ ДВИЖЕНИЙ

a) Структуры на площади Чешской межгорной стабильной глыбы, характеризующиеся медиотипными или германотипными варисцийскими деформациями

Ассинтский этаж:

B_2V — Позднеассинтский структурный ярус: зокембрий с давле-йиловским комплексом вулканитов и субвулканитов

B_1V — Раннеассинтский структурный ярус: альгонк (sensu stricto) с основными вулканитами

Молданубский этаж[2]:

M — Монотонная серия: гнейсы и мигматиты (иногда слюдистые сланцы и слюдисто-сланцевые гнейсы), бедные прослоями других пород

PM — Пестрая серия: гнейсы и мигматиты, богатые прослоями других пород

b) Структуры на площади проявления интенсивного варисцийского тектогенеза, характеризующиеся альпинотипной, местами более слабой деформацией

CV — Комплексы кембрия—силура, подвергшиеся интенсивной каледонской складчатости и большей частью метаморфизованные

BV — Альгонк и зокембрий, метаморфизованные ассинтским тектогенезом, переработанные и повторно метаморфизованные в варисцийское время

BCV — Альгонк (sensu stricto), метаморфизованный ассинтским тектогенезом, а также существенно деформированный в процессе каледонского складкообразования

[1] Указано только для третичных депрессий

[2] Молданубский этаж также слабо деформирован ассинтской складчатостью

1. ВЕРХНИЙ СТРУКТУ

a) Выполнение Карпат

A_3/V_2 — Молассы, перекрыв структурный ярус (

A_3 — Основание моласс

b) Выполнение внутре

A_3^2 — Верхний структурны

A_3^{1+2} — То же, с нижним п

A_3^1 — Нижний структурный

2. СРЕДНИЙ СТРУ

a) Область Внутренних

A_2^3 — Верхний структурны

A_{2+3}^3 — В Верхнегронском бл верхним структурны

A_E^3 — Средний структурны (цях Гозау)

b) Клипповая зона пере

A_{1+2} — Средний структурны чески переработанны ментами (клиппы)

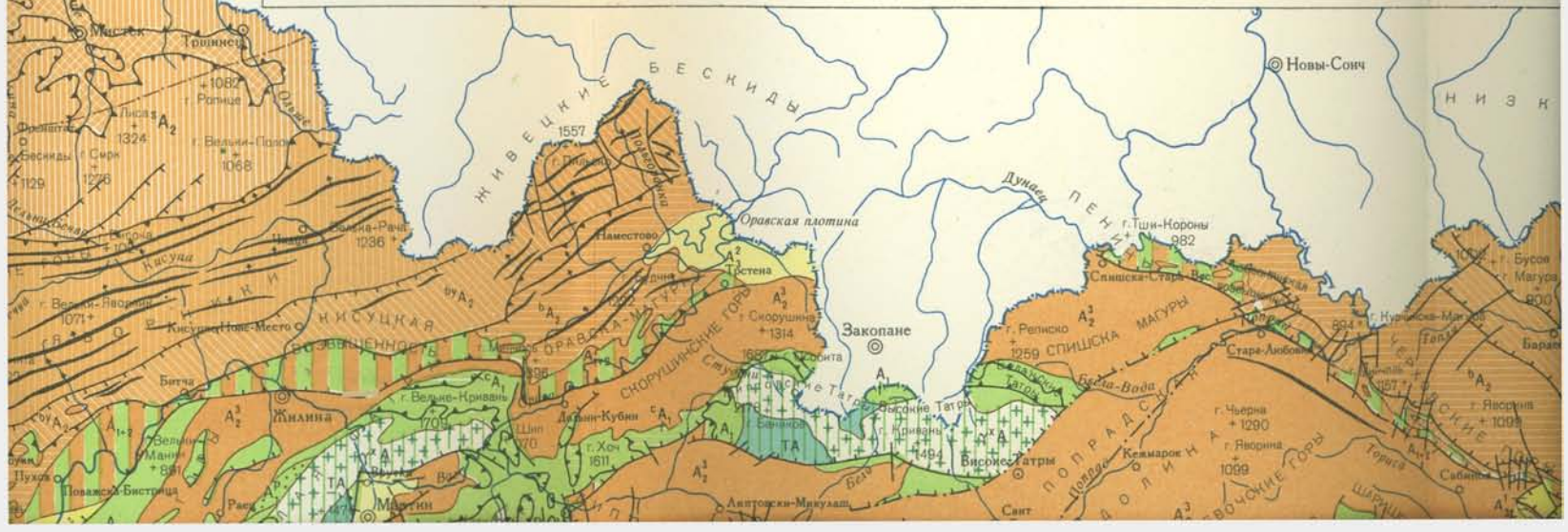
c) Область Внешних Кар

$^cA_2$ — Рачанская структура (

$^{by}A_2$ — Бистрицкая структура

$^bA_2$ — Бело-Карпатская (?— Черховская (?—Pg_2)

$^kA_2$ — Периклипповые струк



30' 21° 30' 22° 30'

Я КАРТА ЧЕХОСЛОВАКИИ

М.МАГЕЛЬ, М.МАШКА, А.МАТЕЙКА, Й.СВОБОДА, В.ЗОУБЕК

при участии О.Фусана, Й.Халоупски, О.Кодыма (мл.), А.Малехи, М.Мальковски, А.Мразека, З.Поубы и Р.Таслера

III КАРПАТСКАЯ СИСТЕМА

Я ВОЗДЕЙСТВИЮ

ИЙ

й межгорной ста-
ьеся медиотипными
скими деформациями

рный ярус: зокембрий
рексом вулканитов и-

тный ярус: альгонк
ными вулканитами

и мигматиты (иногда
ристо-сланцевые гней-
ругих пород

мигматиты, богатые

ия интенсивного ва-
еризующиеся альпино-
деформацией

вергшиеся интенсив-
большей частью ме-

изованные ассинтским
повторно метаморфи-

аморфизованный ас-
ущественно деформи-
о складкообразования

депрессий

бо деформирован

1. ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС: МОЛАССЫ

a) Выполнение Карпатского передового прогиба (N)

- A_3/V_2 — Молассы, перекрывающие средний варисцийский структурный ярус (подъярусы V_2^1, V_2^2, V_2^3)
- A_3 — Основание моласс неизвестно

b) Выполнение внутренних депрессий

- A_3^2 — Верхний структурный подъярус ($N_{1f}-Q$)
- A_3^{1+2} — То же, с нижним подъярусом в основании
- A_3^1 — Нижний структурный подъярус ($N_{1a}-h$)

2. СРЕДНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

a) Область Внутренних Карпат

- A_2^3 — Верхний структурный подъярус (Pg)
- A_{2+3}^3 — В Верхнегронском бассейне, частично перекрытый верхним структурным ярусом (N)
- A_2^2 — Средний структурный подъярус (сенон, частично в фациях Гозау)

b) Клипповая зона переходного характера

- A_{1+2} — Средний структурный ярус ($Cr_{3cn}-Cr_{3m}$) с тектонически переработанными ранними структурными элементами (клиппы)

c) Область Внешних Карпат

Внутренние тектонические структуры (магурский флиш):

- ${}^rA_2$ — Рачанская структура (J_1-Pg_2)
- ${}^{by}A_2$ — Бистрицкая структура (J_1-Pg_2)
- ${}^bA_2$ — Бело-Карпатская ($T-Pg_2$) и Черховская ($?-Pg_2$) структура
- ${}^kA_2$ — Периклипповые структуры (Pg_{1-2})

Внешние тектонические структуры:

- ${}^sA_2$ — Силезские структуры (J_3-Pg_3) — в восточной Словакии Дукельские складки (Cr_3-Pg_3)
- ${}^zA_2$ — Субсилезско (Cr_3-Pg_3) - Жданицкая (J_3-N_{1a}) структура

3. НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС (P_2-Cr_1)

- A_1, A_1^p — Автохтонные толщи (частично тектонически отделенные от основания и перемещенные) + Крижнанский покров (T_1-Cr_1 (-2); P_2)
- ${}^cA_1$ — Хочский покров (T_1-J-Cr_1); нижний триас с продуктами геосинклинального вулканизма, преимущественно основного

4. БОЛЕЕ РАННИЕ СТРУКТУРЫ, СМЯТЫЕ В СКЛАДКИ В НЕОИДНОЕ ВРЕМЯ (ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕСЯ АЛЬПИНОТИПНОЙ ДЕФОРМАЦИЕЙ, ЧАСТИЧНО ВНОВЬ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ)

Варисцийские структуры

- V_3A — Верхний структурный ярус ($Cs-P_1?$); в Земплинских горах
- V_2A — Средний структурный ярус ($Cn-Cw$); в Лубеникской серии с биндт-руднянской фацией и эквивалентами в ядерных горных хребтах
- V_1A — Нижний структурный ярус (различные части девона); филлито-диабазовая серия, серии Пипитка, Гармония

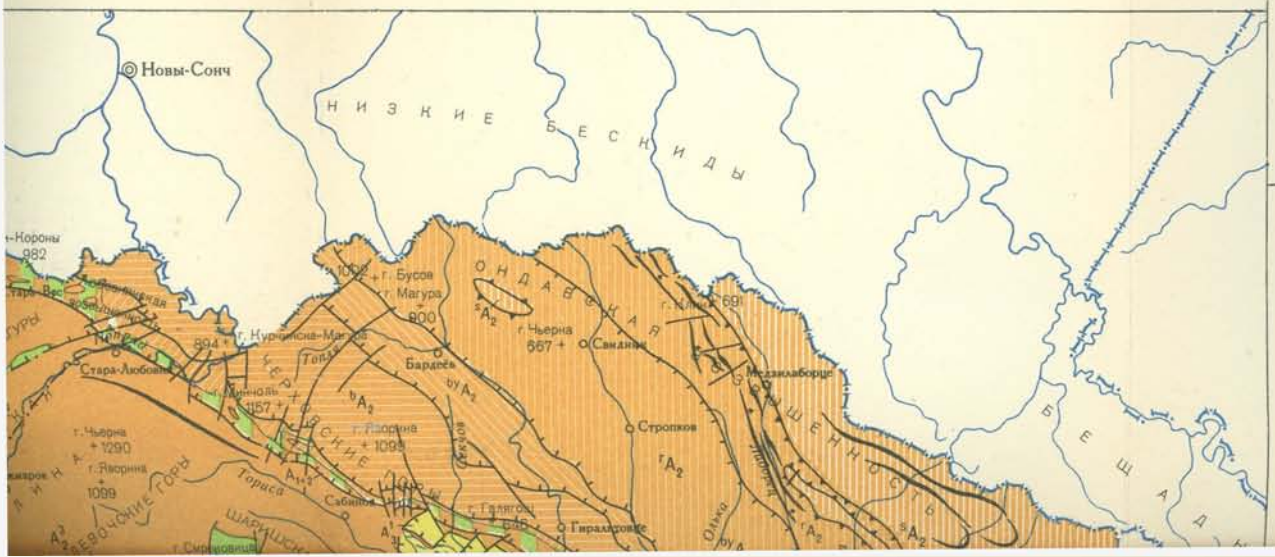
Каледонские структуры (частично подвергшиеся воздействию варисцийской складчатости)

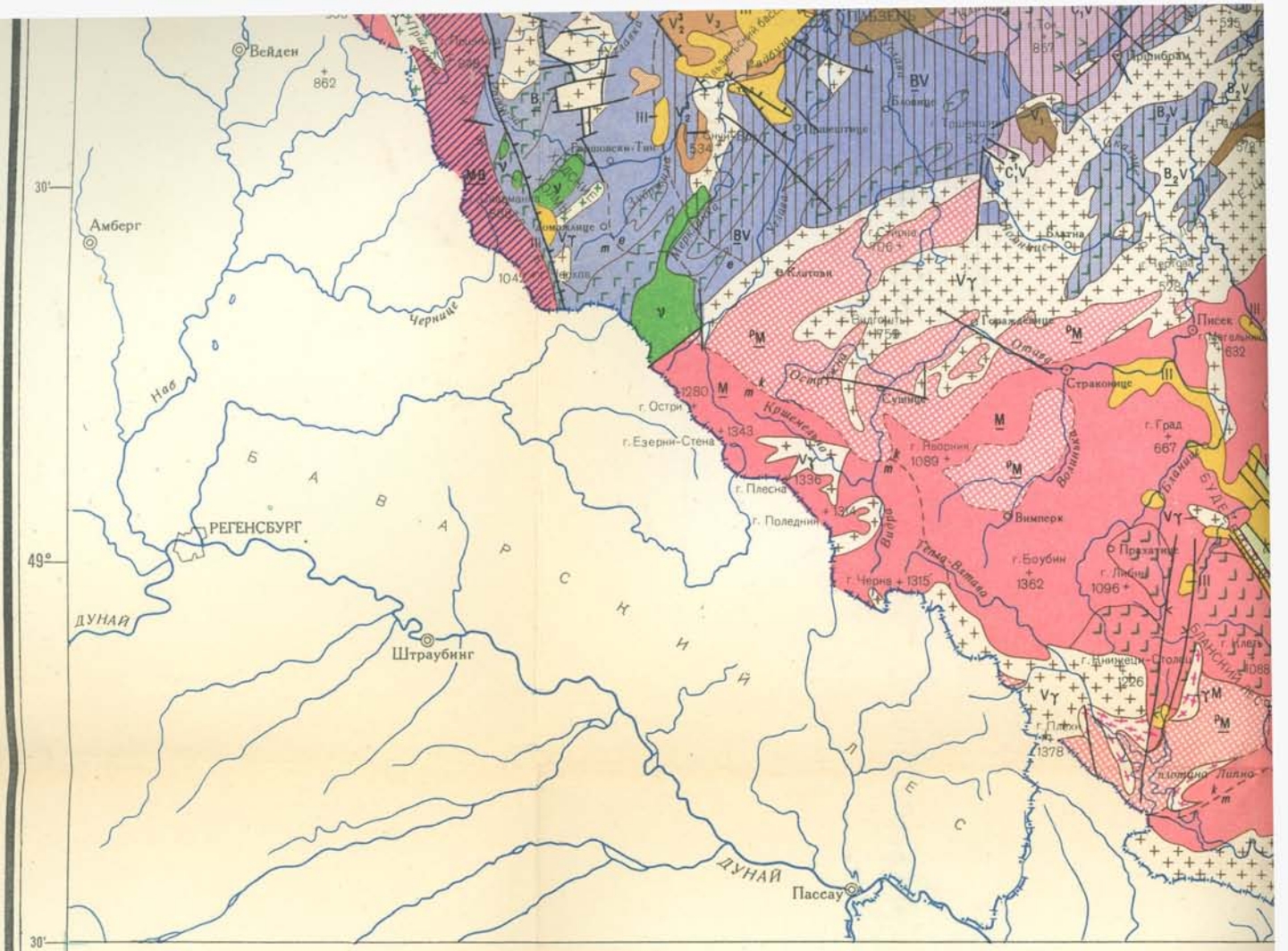
- CVA — Комплексы смятые в складки и затронутые слабым метаморфизмом в каледонское время (серия Гелница)

Докембрийские структуры (вероятно, ассинтские)

- BA — Верхний комплекс, характеризующийся мезозональным метаморфизмом (Когутская серия и ее эквиваленты)
- TA — Нижний комплекс, характеризующийся катазональным метаморфизмом (Татранская серия)

51° 30' 50° 30'





I ОБЩИЕ УСЛОВНЫ

A V C B M — Структуры и деформации: альпийские, варисцийские, каледонские, байкальские (ассинтские) и молданубские

A V C B M — То же, характеризующееся заметным (до интенсивного) метаморфизмом

V_1 V_2^1 V_2^2 — Цифры внизу–структурные ярусы, цифры вверху–их подъярусы

Неоидные альпинотипные деформации, наложенные на донеоидные структуры, характеризующиеся явлениями эпиметаморфизма — Слабые; Сильные

Слабые варисцийские (медиотипные) деформации, наложенные на доварисцийские структуры

Сильные варисцийские (альпинотипные или интенсивные медиотипные) деформации, наложенные на доварисцийские структуры

Варисцийские деформации, наложенные на более ранние структуры, неклассифицированные (главным образом интенсивные медиотипные)

Каледонские деформации, наложенные на ассинтские структуры

Ассинтские деформации, наложенные на молданубские структуры

Площади широкого развития геосинклинальных вулканитов, переходящих в субвулканиты (спилито-кератофировая формация) — Основные; Основные до кислых (в М-гранулитовой формации с ультраосновными породами); Преимущественно кислые

Интрузивные основные (в массиве Ранско–до ультраосновных) магматиты невыясненного возраста

γC — Каледонские

γB γTA — Ассинтские (включая татранские)

γM — Молданубские

Синкинематические гранитоиды, частично метасоматические

Aγ — Альпийские

Vγ — Варисцийские

Cγ — Каледонские

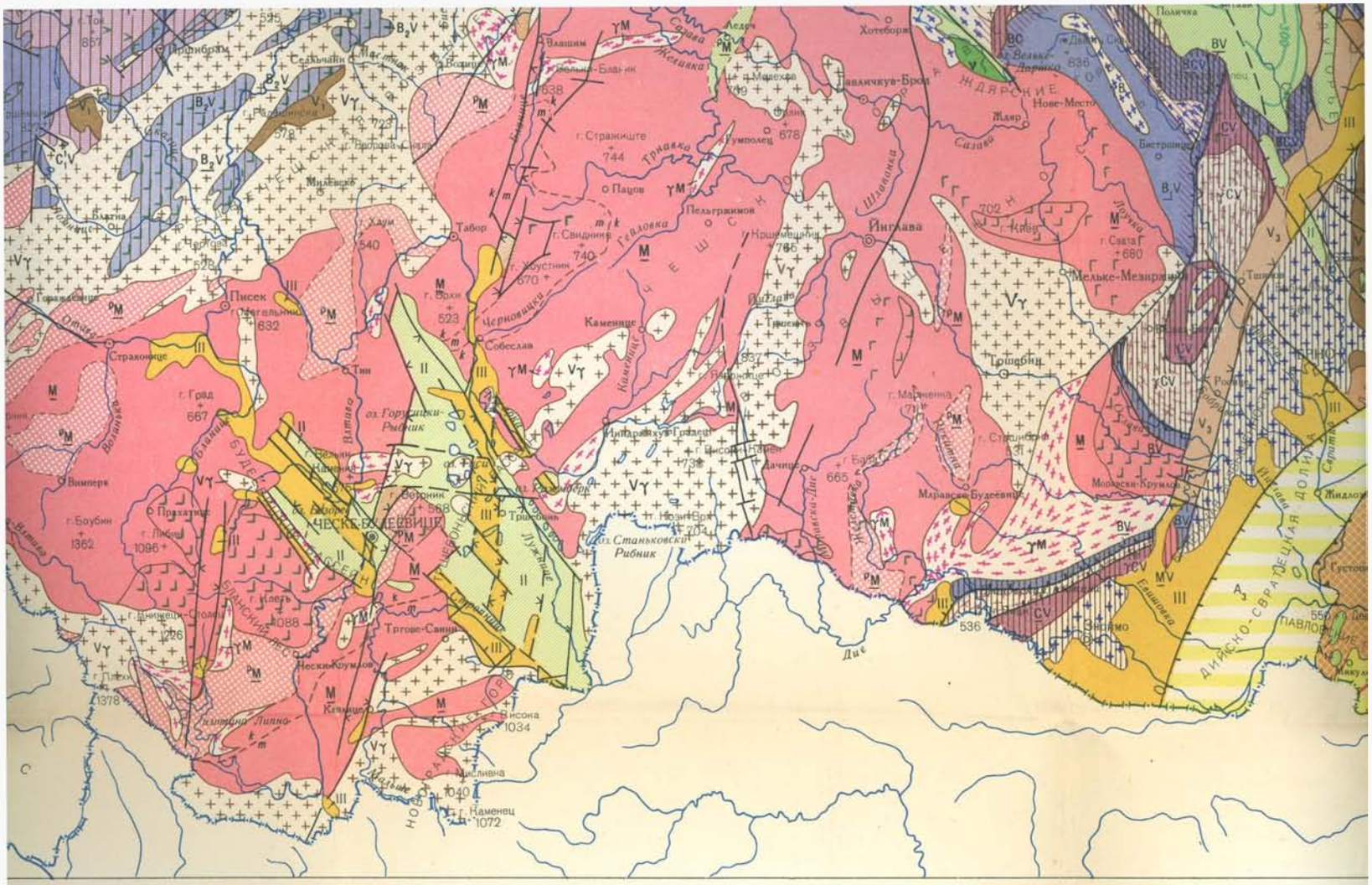
Bγ — Ассинтские

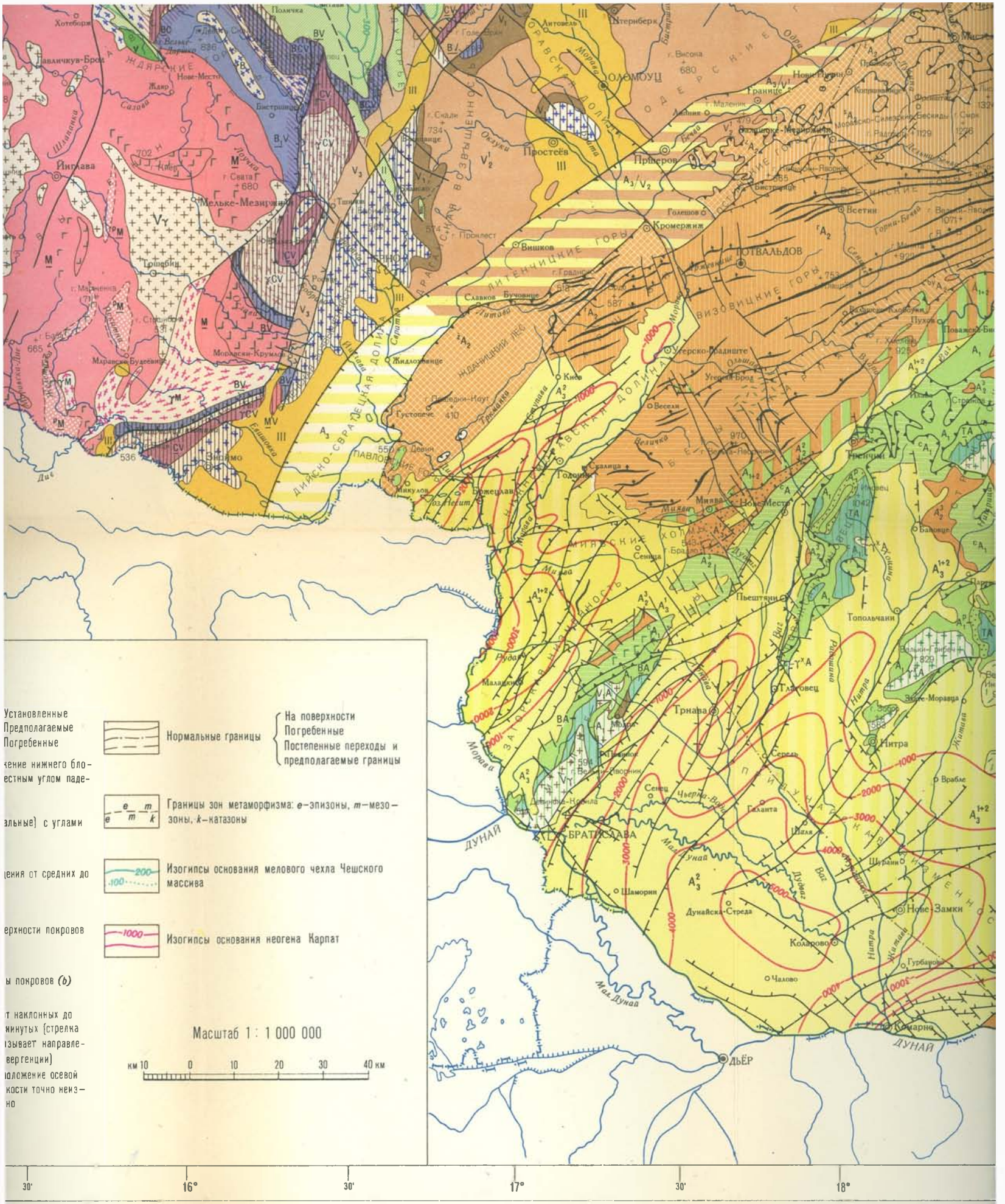
γx — Невыясненного возраста

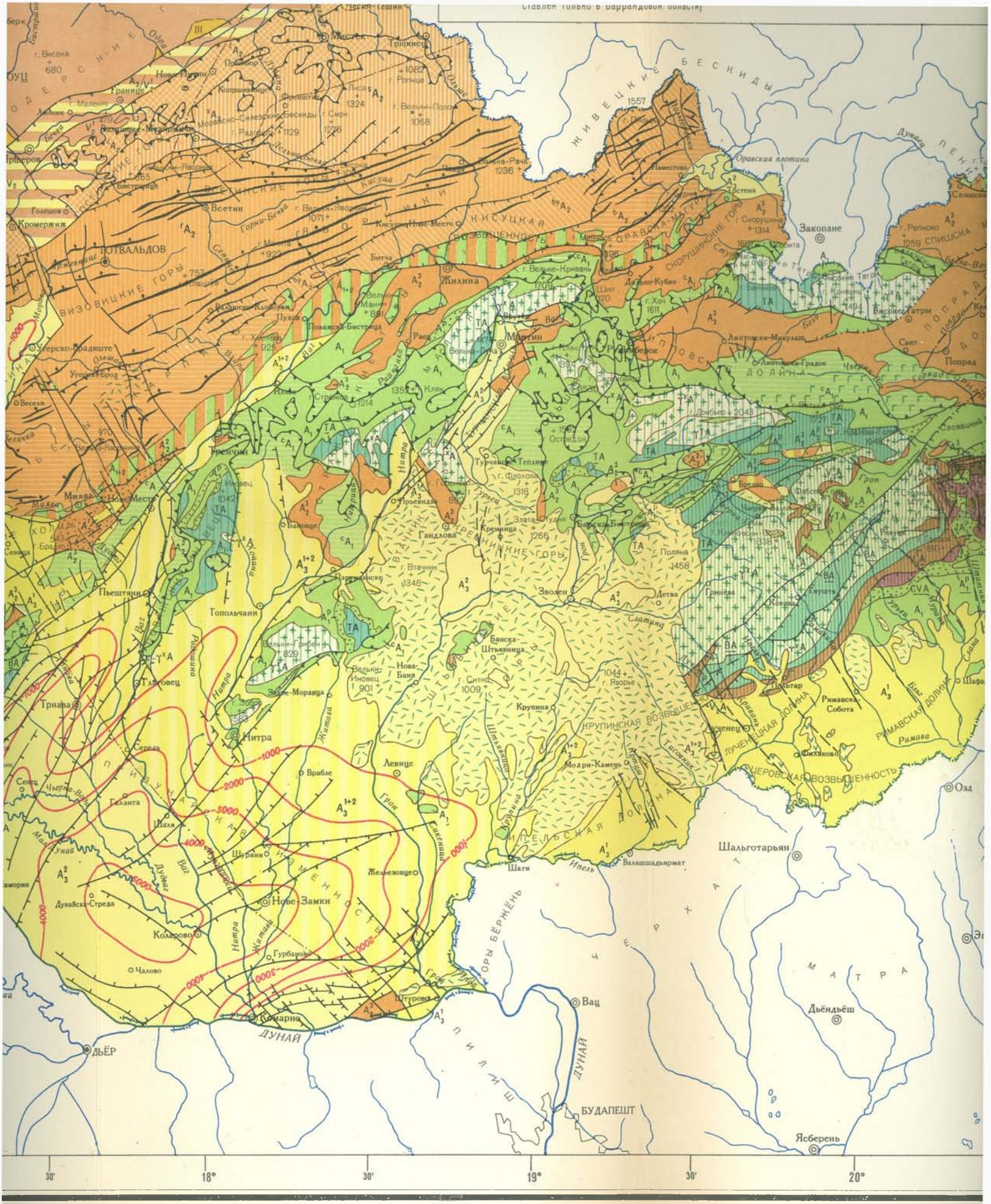
Субсеквентные и конечн ниты

Неоидные конечные баз

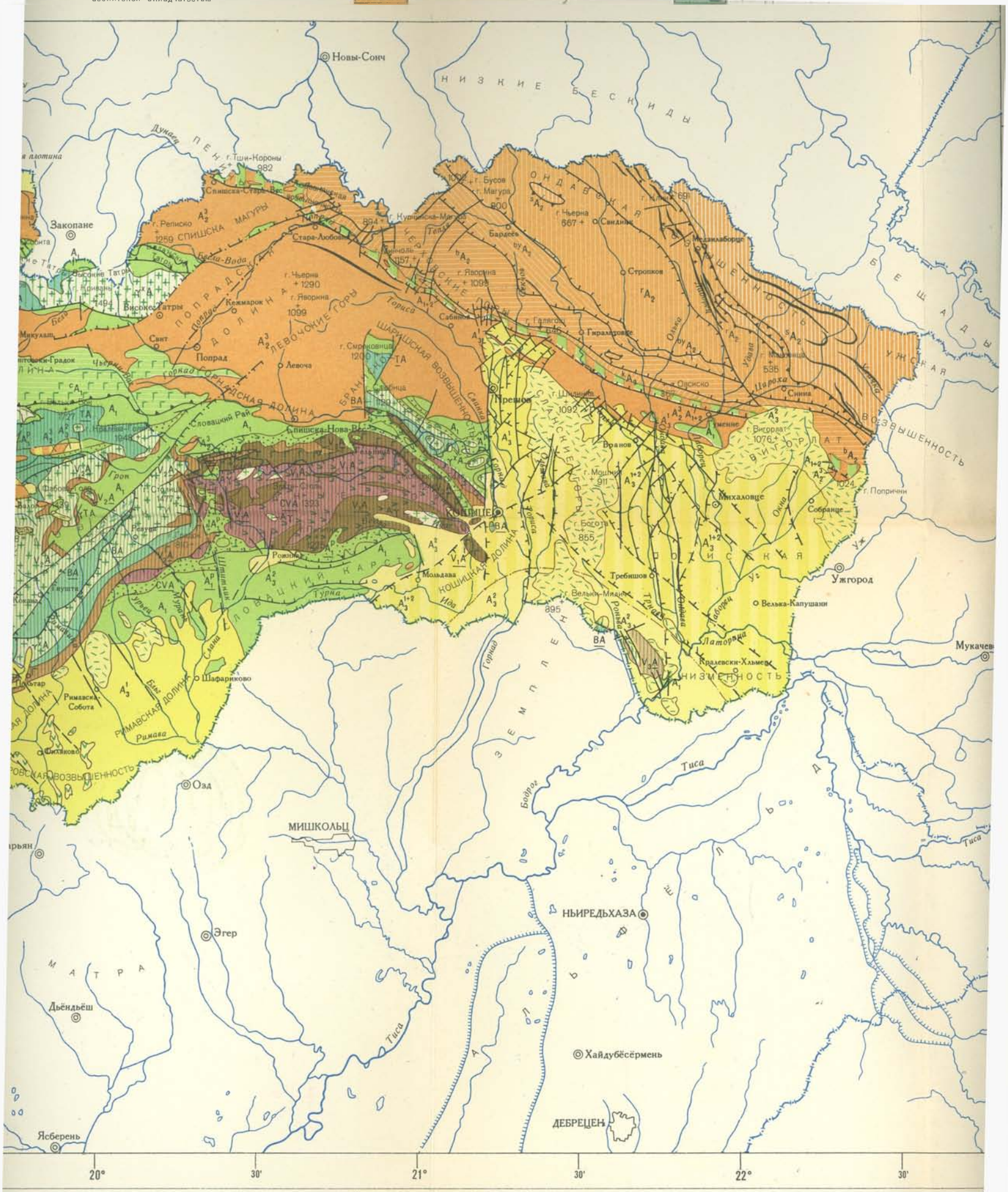
Третичные платформенные вулканиты Чешского массива


ЧЕСКЕ-БУДЕЙОВИЦЕ
Писек
Страконице
Вимперк
Прахатице
Тын
Табор
Каменице
Собеслав
Пацов
Пельгржимов
Йиглава
Мелике-Мезиржичи
Трутнов
Ческе-Тршебова
Ческе-Будейовицкий
Ческе-Будейовицкий
Ческе-Будейовицкий

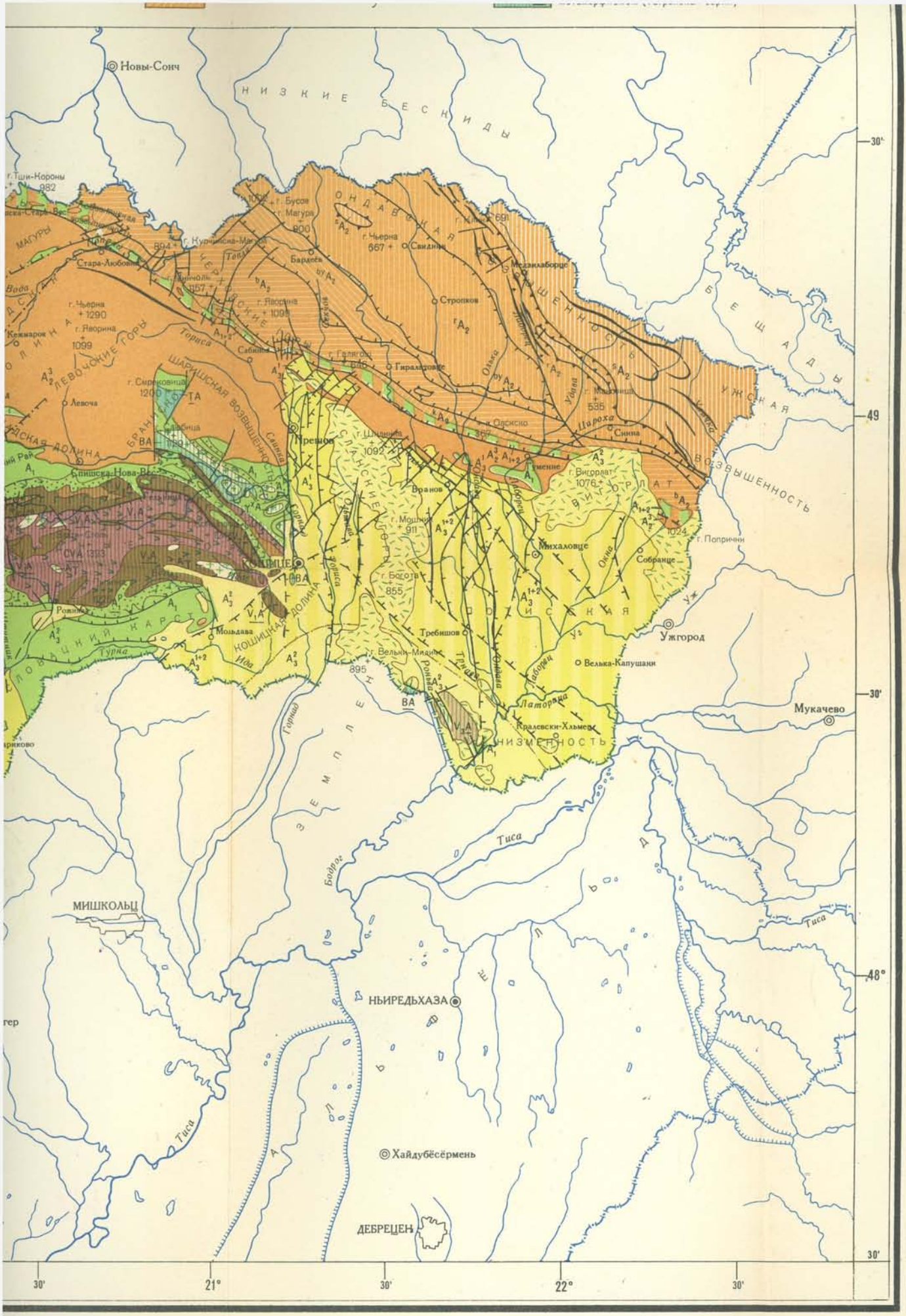

Установленные
Предполагаемые
Погребенные
Нормальные границы
На поверхности
Погребенные
Постепенные переходы и предполагаемые границы
Границы зон метаморфизма: e–эпизоны, m–мезозоны, k–катазоны
Изогипсы основания мелового чехла Чешского массива
Изогипсы основания неогена Карпат
Масштаб 1 : 1 000 000
км 10 0 10 20 30 40 км
ОЛОМОУЦ
ПОТВАЛЬДОВ
БРАТИСЛАВА
ДЬЁР
ДУНАЙ
Нове Замки
Комарно
Нитра
Топольчани
Тренчин
Ружомберок
Мелько-Мезиград
Йиглава
Прерров
Простеёв
Кромержиж
Вишков
Ниитра
Галанта
Шаля
Шурани
Врабле
Шаморин
Дунайска-Стреда
Колярово
Чалово
Гурбанова
Тлаговец
Трнава
Пьештяни
Мийава
Нове Место
Сенница
Серед
Сенец
Чьерна-над-Вагом
Пиштяни
Зволен
Банска-Бистрица
Ружомберок
Мал. Дунай
Вах
Нитра
Житава
Моравка
Морава
Дыя
Ипель
Грон
Гронт
Ваг
Дуная
Мал. Дунай
30' 16° 30' 17° 30' 18°


Ставился только в Словацкой области
ЖИВЕЦКИЕ БЕСКИДЫ
Оравская плотина
Закопане
ТОТВАЛЬДОВ
ВИЗОВИЦКИЕ ГОРЫ
КИСУЦКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ
Жилина
Мартин
Ружомберок
ПОПРАДСКАЯ ДОЛИНА
Попрад
Поважска-Бистрица
Топольчани
Нитра
Тренчин
Пьештяни
Трнава
Галанта
Шаля
Шурани
Нове-Замки
Комарно
ДУНАЙ
ДЬЁР
Левице
Врабле
Зволен
Банска-Штявница
Нова-Баня
Крупина
Модри-Камень
Лученец
Римавска-Собота
Шальготарьян
Шаги
Вац
БУДАПЕШТ
Дьёндьёш
Ясберень
Озд
ЧЕРХАТ МАТРА
ПИЛИШ
ГОРЫ БЕРЖЁНЬ
ВЕЛЕПОЛЬСКАЯ ДОЛИНА
ЛУЧЕНЕЦКАЯ ДОЛИНА
РИМАВСКАЯ ДОЛИНА
КРУПИНСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ
ЧЕРОВСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ
ВЕЛЕПОЛЬСКАЯ ДОЛИНА
ВЕЛЕПОЛЬСКИЕ ГОРЫ
ВТАЧНИК
ТРЕНЧИНСКИЕ ГОРЫ
ПОДЕРСКИЕ ГОРЫ
ПОЛЯНА
1458
1000
2000
3000
4000
5000
30'
18°
30'
19°
30'
20°

ассинтской складчатостью



КФ ГГТИ Зак. 634 Подп. к печ. 1.VIII. 19



КФ ГГТИ Зак. 634 Подп. к печ. 1.VIII. 1963г.