

WACŁAW SIKORA ¹

**ОЧЕРК ТЕКТОГЕНЕЗА ПЕНИНСКОЙ УТЁСОВОЙ ЗОНЫ В ПОЛЬШЕ
 В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

(5 фиг.)

*Esquisse de la tectogénèse de la zone des Klippes des Pieniny
 en Pologne d'après de nouvelles données géologiques*

(5 Fig.)

*Zarys tektogenezy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce w świetle
 nowych danych*

(5 fig.)

Между карпатскими экстернидами и интернидами на территории Чехословакии, Польши и Закарпатской Украины протягивается структура с весьма сложной тектониной. Эта структура в геологической литературе получила название Утёсовой Зоны или Пенинской Утёсовой Зоны. Её продолжением в Восточных Альпах считаются утёсы Тергартена в окрестностях Вены, а к юго-востоку, в Румынских Карпатах её продолжением являются вероятно утёсы в Поляна Ботизей (Alexandrowicz S. 1966, Alexandrowicz S., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerowa V. 1968, Alexandrowicz S., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerowa V. 1968, Bieda F., Geroch S., Kozarski L., Książkiewicz M., Żytko K. 1963, Birkenmajer K. 1959, a Birkenmajer K. 1959, b Birkenmajer K. 1965, Horwitz L. 1963, Horwitz L., Rabowski F. 1929, Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E. 1965, Mahel M., Buday T. et al. 1968, Świdziński H. 1962).

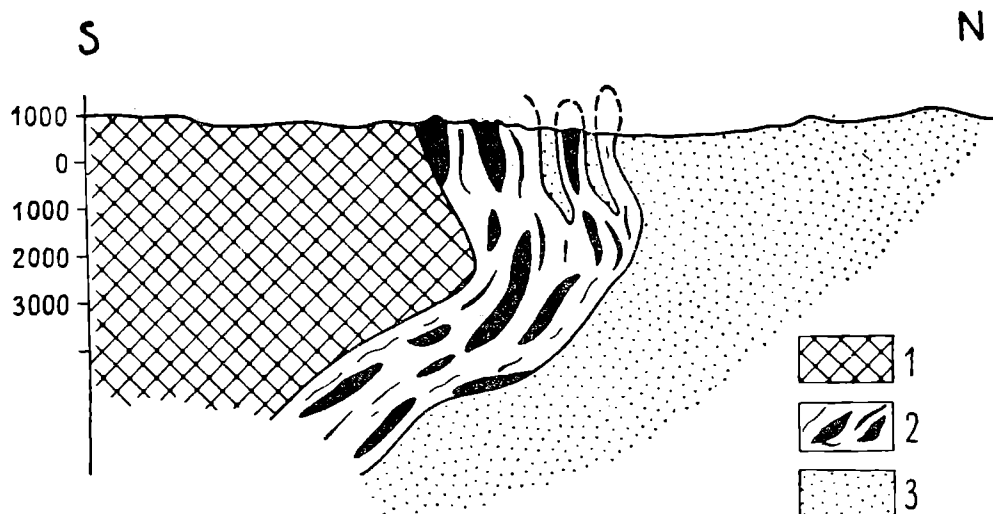
Таким образом Утёсовая зона имеет протяженность около 600 км. Она является одним из самых длинных тектонических элементов Карпат. Характерной особенностью этого элемента является его небольшая ширина. Она редко превышает величину нескольких километров а местами его ширина уменьшается до нескольких сот метров. Геологическое строение Пенинской утёсовой зоны является очень сложным. Это сложное строение Утёсовой зоны очень затрудняет расшифрование её тектогенеза. Сжатие, первоначально широкого бассейна частичной геосинклинали Утёсовой зоны до небольшой ширины является причиной развития явления тектонической компенсации в пределах Утёсовой зоны. Получается опасность, что некоторые зоны частичной геосинклинали Утёсовой зоны а также некоторые зоны окружающих её бассейнов могут просто не обнаруживаться на дневной поверхности в пределах Пенинской утёсовой зоны и в связи с тем тектогенетическая интерпретация геологических данных может содержать ошибки ².

¹ Kraków, ul. Grzegórzecka 83.

² Красота и сложное геологическое строение Пенинского утёсового пояса уже давно привлекали внимание многих исследователей. Здесь работали начиная уже с первой половины XIX столетия многие выдающиеся геологи — С. Сташиц,

Сукцессии Пеннинского утёсового пояса в Польше:

В пределах Польши Утёсовая зона представляет собой пограничную структуру между Внутренними Карпатами на юге и Внешними (Флишевыми) Карпатами на севере (фиг. 1 и 2). Внутренние Карпаты протерпели две основные фазы складчатости: верхнемеловую и послепалеогеновую. Количество складкообразовательных фаз в Пеннинской утёсовой зоне является спорным. Во Внешних Карпатах имела место только одна складкообразовательная главная фаза — послепалеогеновая.



Фиг. 1. Разрез иллюстрирующий отношение Пеннинской утёсовой зоны к Внутренним и Внешним Карпатам. 1 — Внутренние Карпаты; 2 — Пеннинская утёсовая зона; 3 — Внешние Карпаты

Fig. 1. Coupe illustrant le rapport de la zone des Klippes des Pieniny avec les Karpates internes et externes. 1 — Karpates internes; 2 — zone des Klippes des Pieniny; 3 — Karpates externes

Fig. 1. Przekrój ilustrujący stosunek pienińskiego pasa skałkowego do Karpat wewnętrznych i zewnętrznych. 1 — Karpaty wewnętrzne; 2 — pieniński pas skałkowy; 3 — Karpaty zewnętrzne

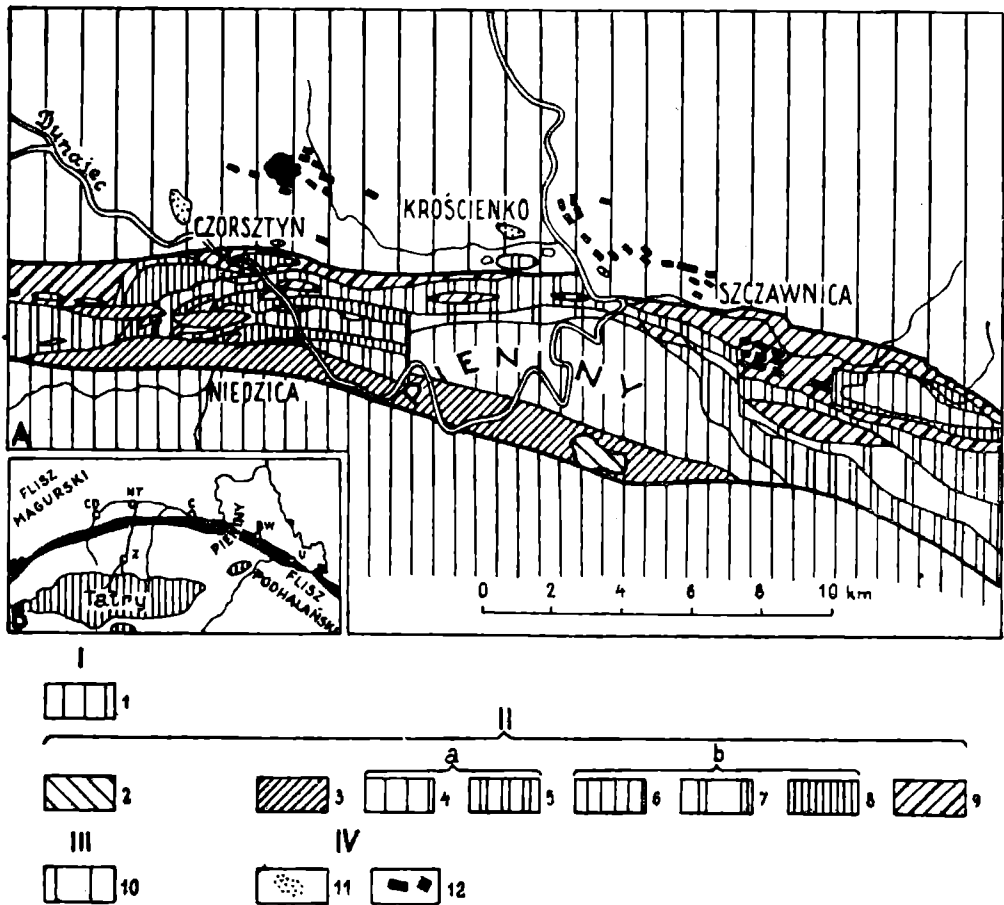
Принимаемые в Утёсовой зоне фазы, по мере углубления исследований всё более ставились под сомнение. Так было с пеннинской фазой Д. Андрусова (между аптом и альбом) (Andrusov В. 1959, Birkenmajer К. 1958, Birkenmajer К. 1958), а также с субгерцинской фазой (Birkenmajer К. 1965, Sikora W. 1962). Наличие в польской и словацкой части Утёсовой зоны полных (непрерывных) разрезов между юрскими и эоценовыми отложениями исключают возможность проявления здесь ларамийской фазы в виде таких тектоорогенических движений, которые привели бы к ликвидации частичной геосинклинали Утёсового пояса и поднятию горного хребта над уровень моря (Sikora W. 1962, Sikora W. 1969, Sikora W. 1970). Этот горный хребет по мнению некоторых исследователей, после денудации был трансгрессивно перекрыт палеогеновой „оболочкой” (Birkenmajer К., Pazdro О. 1968, Horwitz L. 1963, Horwitz L. 1963, Książkiewicz М. 1956, Książkiewicz М. et all. 1962, Książkiewicz М. 1963, Mahel М., Buday et all. 1968, Sokołowski S., Znosko J. 1960, Uhlig V. 1907).

М. Ноймаер, Л. Зейшнер, В. Улиг, Л. Горвиц, С. Малковский, С. Соколовский, М. Ксёнжжевич, К. Биркенмаер и другие. Благодаря их работам расшифровка геологической истории и строения польской части этого очень сложного горного сооружения постоянно продвигается вперёд.

Понятия утёсовой „оболочки” и утёсовой фации (= серия = сукцессия) ввёл известный австрийский геолог В. Улиг ещё в конце XIX столетия (Uhlig V. 1897). Однако границы понятия „утёсовая оболочка” и её возрастной интервал изменялись по мере продвижения исследований. Принимая за основу существующее состояние исследований можно считать, что то, что названо утёсовой оболочкой должно войти в состав утёсовых сукцессий, так как палеогеновые отложения и другие, которые считались трансгрессивными, не залегают трансгрессивно на утёсовых сукцессиях (серия), а только образуют более молодые звенья некоторых утёсовых сукцессий (смотри ниже).

В. Улиг (Uhlig V. 1897, 1907), который впервые составил современную карту Утёсовой зоны, выделил в ней три фации (сукцессии): фацию более мелководную, богатую окаменелостями, которая позднее была названа чорштынской серией (сукцессией); фацию более глубоководную с меньшим количеством окаменелостей, которая позднее получила название пенинской серии (сукцессии) и галиговецкую фацию, которая слагалась отложениями триаса и лейаса. Наличие профилей переходного типа между пенинской и чорштынской сукцессиями (сериями), которые были в свое время определены В. Улигом, послужили основанием для выделения К. Биркенмаером (передовым исследователем утёсовой зоны в Польше) 6 утёсовых сукцессий (серий) (Birkenmajer K. 1958, Birkenmajer K. 1965). В первичном седиментационном бассейне эти сукцессии отложились с севера на юг в следующей последовательности: 1) чорштынская сукцессия в узком смысле, 2) чертезицкая, 3) недзицкая. Эти сукцессии составляют в сумме чорштынскую сукцессию в широком смысле. 4) браниская, 5) пенинская. Эти две последние сукцессии составляют вместе пенинскую сукцессию в широком смысле. Шестая — галиговецкая сукцессия по К. Биркенмаеру должна представлять собой самую южную утёсовую сукцессию, однако принадлежность галиговецкой сукцессии к утёсовым сукцессиям является спорным вопросом. Некоторые исследователи причисляют галиговецкую сукцессию к Внутренним Карпатам (Kotanski, 1963).

Вычисленные выше сукцессии состоят из мергельных и известняковых пород а самых верхних частях из тонкослоистого флиша. Эти отложения относятся к среднему лейасу — сенону (Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerova V. 1968, Andrusov D. 1963, Birkenmajer K. 1959a, Birkenmajer K. 1965, Książkiewicz M. 1963, Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E. 1965, Mahel M., Buday T. et al. 1968, Nowak J. 1927, Sokołowski S. 1964, Świdziński H. 1962). Только в галиговецкой сукцессии кроме вышепоименованных отложений прослеживаются также отложения триаса и нижнего лейаса (Kotanski Z. 1963). Самая верхняя часть лейаса и нижняя часть доггера, в утёсовых сукцессиях представлены главным образом, темными мергелями, темными известняками и темными глинами с сидеритами. Верхняя часть доггера и малым представлены главным образом известняками, местами пестрыми (красными и зелеными) и радиоляритами. В чорштынской сукцессии характерными являются белые и красные, криноидные известняки (байос — бат) а также конкреционный чорштынский известняк (келловой — кимеридж). Фациальный тип чорштынского известняка широко известен в юре альпидов под итальянским названием „амонитико rosso”. В пределах пенинской сукцессии в широком смысле характерными являются роговиковые известняки (частично тип „бианконэ”) мальмо-неокома, мощность которых может достигать 180 м. Роговиковый известняк вместе с подстигающими его красными и зелеными радиоляритами (возраста келловой — оxford) являются главным хребтообразующим фактором в Пенинской утёсовой зоне. Большинство живописных утёсов состоит именно из этих пород. Верхняя часть нижнего мела в утёсовых сукцессиях представлена темными мергелями с роговиками в нижней



Фиг. 2а. Расположение утёсовых сукцессий в восточной части утёсовой зоны, находящейся на территории Польши и на прилегающей части Словакии (частично по К. Биркенмаеру, 1959а). I — Внутренние Карпаты (интерниды): 1 — подгалицкий флиш; II — Пенинская утёсовая зона: 2 — галиговецкая сукцессия; 3 — златнянская сукцессия; 4 — пенинская сукцессия в узком смысле; 5 — браниская сукцессия (4 и 5 пенинская сукцессия в широком смысле); 6 — недзицкая сукцессия; 7 — чертезицкая сукцессия; 8 — чорштынская сукцессия (6, 7 и 8 чорштынская сукцессия в широком смысле); 9 — хулинская сукцессия; III — Внешние Карпаты (Флишевые): 10 — магурский покров; IV: — 11 — пресноводный неоген межгорных впадин; 12 — андезиты неогена

Fig. 2a. Répartition des successions des Klippes dans le secteur est de la zone des Klippes de Pieniny en Pologne et dans la partie limitrophe de la Slovaquie (en partie d'après K. Birkenmajer, 1959a). I — Karpates internes: 1 — Flysch de Podhalé; II — zone des Klippes des Pieniny; 2 — succession de Haligovce; 3 — succession de Zlatne; 4 — succession des Pieniny *sensu stricto*; 5 — succession de Branisko (4 et 5 — succ. des Pieniny *sensu lato*); 6 — succession de Niedzica; 7 — succession de Czertezik; 8 — succession de Czorsztyń *sensu stricto* (6, 7 et 8 — succ. de Czorsztyń *sensu lato*); 9 — succession de Hulina; III — Karpates externes: 10 — nappe de Magura; IV — Néogène: 11 — sédiments continentaux des dépressions intramontagneuses; 12 — andésites néogènes

Fig. 2a. Rozprzestrzenienie serii skalowych we wschodniej części pasa skalowego i w pogranicznych obszarach Słowacji (częściowo wg K. Birkenmajera, 1959a). I — Karpaty wewnętrzne: 1 — flisz podhalański; II — pieniński pas skalowy: 2 — seria haligowiecka; 3 — seria Zlatnego; 4 — seria pienińska *sensu stricto*; 5 — seria braniska (4 i 5 — seria pienińska *sensu lato*); 6 — seria niedzicka; 7 — seria czertezicka; 8 — seria czorsztyńska *sensu stricto* (6, 7 i 8 — seria czorsztyńska *sensu lato*); 9 — seria hulińska; III — Karpaty zewnętrzne: 10 — płaszczowina magurska; IV — neogen: 11 — osady lądowe depresji śródgórskich; 12 — andezyty neogeńskie

Фиг. 2б. Расположение Пенинской Утёсовой зоны на фоне окружающих структур (по К. Биркенмаеру, 1959а). Черным цветом обозначена Пенинская утёсовая зона. CD — Чарны Дунаец; С — Чорштын; BW — Бяла Вода; NT — Нови Тарг; U — Удоль (Уяк); Z — Закопанэ

части. Верхнемеловые отложения представлены в нижней части зелёными а затем пестрыми и красными глоботрунканозными мергелями. Пёстрые мергели надстиляются (за исключением некоторых участков чорштынской сукцессии в узком смысле, где седиментация пестрых мергелей продолжалась вплоть до кампана (Alexandrowicz S. 1966, Birkenmajer K. 1963) серой флишевой или флишеподобной серией (сромовецкие слои), которой кончается разрез утёсовых сукцессий выделенных до настоящего времени.

Детальные исследования некоторых флишевых отложений, залегающих в пределах Утёсовой зоны, произведенные автором (Bläicher J., Sikora W. 1969, Sikora W. 1969, Sikora W. 1970) за последние годы а также изучение их отношения к утёсовым сукцессиям, по новому осветили палеогеографию и тектогенез той части геосинклинали Тетиды, из которой позднее образовалась Пенинская утёсовая зона. Эту часть Тетиды будем называть частичной геосинклиналью Утёсовой зоны.

Палеогеографический анализ приводит к выводу, что в частичной геосинклинали Утёсовой зоны, кроме вышеперечисленных 6 сукцессий следует выделить ещё две, для которых общими характерными признаками являются: сильно редуцированные мощности юрских отложений, а также развитие флиша в нижнем и верхнем мелу а также в палеогене. Одна из них, которую мы будем называть хулинской сукцессией, располагалась в пределах частичной геосинклинали Утёсовой зоны к северу от чорштынской сукцессии. Одним из характерных признаков этой сукцессии является наличие в палеогене толстослоистых песчаников магурского типа. Не исключается возможности, что хулинская сукцессия откладывалась в зоне, которая была тесно связана с магурским седиментационным бассейном, лежащим к северу от неё, из которого впоследствии образовался магурский покров. Предполагается, что хулинская сукцессия вместе с магурской составляют вместе в настоящее время тектонический элемент высшего порядка, но это не было доказано (Sikora W. 1962, 1969, 1970; Birkenmajer K. 1965).

Вторая, новая сукцессия, которая названа златнянской, располагалась в частичной геосинклинали Утёсового пояса к югу от пенинской сукцессии¹. Одной из характерных черт этой сукцессии является наличие нуммулитовых златнянских песчаников и конгломератов в палеогене.

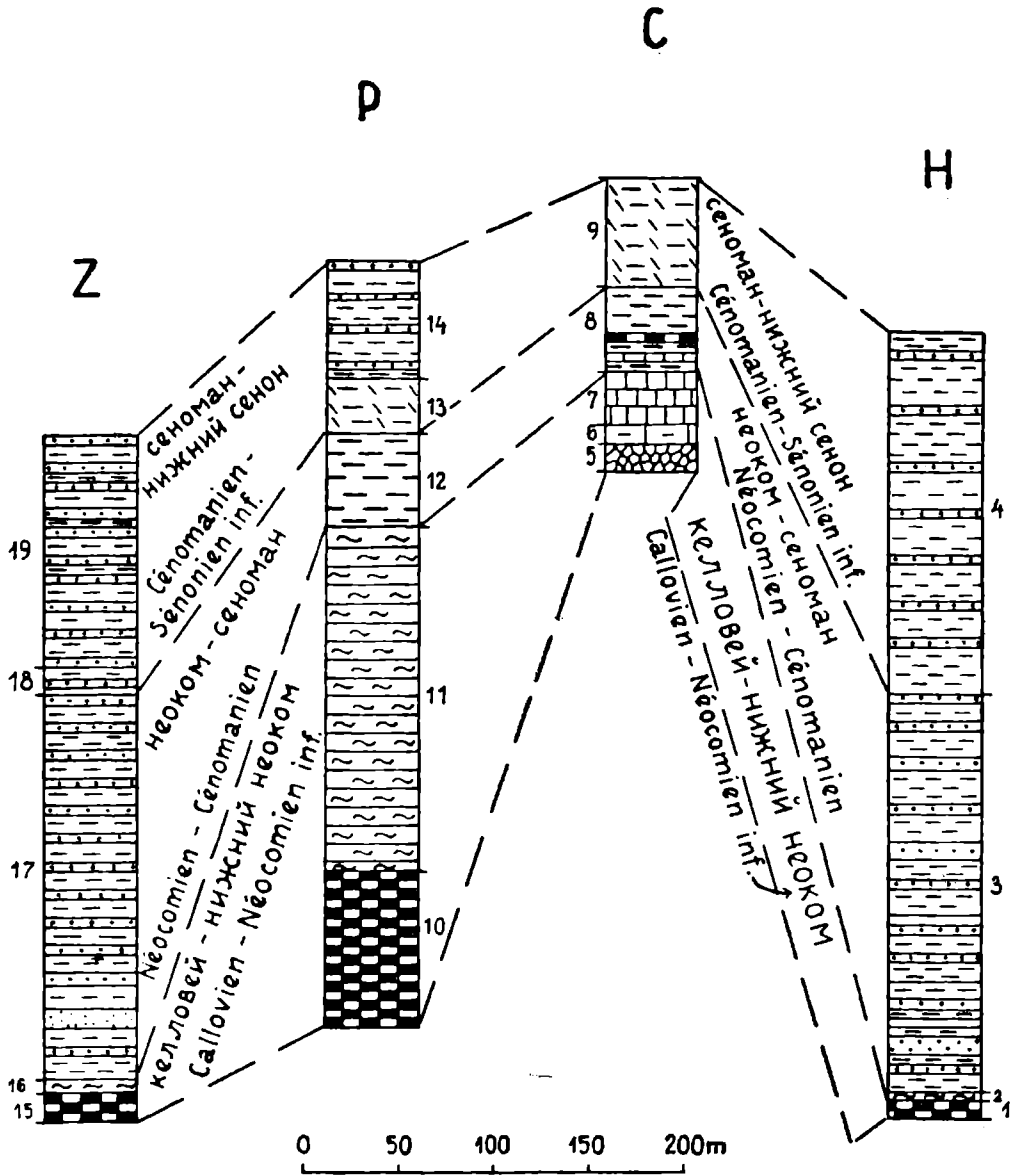
Палеогеографический анализ был сделан основываясь между прочим на следующих новых данных:

1) „Черный флиш”, который считали ааленским (звено „флишевого аалена” К. Биркенмайера = „доггер флишевый” Л. Горвица) в действительности представляет собой нижний мел. Юрская (главным образом *Nodosaridae*) микро-

¹ Не исключено, что часть утёсов, которые относятся к чорштынской сукцессии в широком смысле и которые прослеживаются вблизи южной границы Утёсовой зоны, в частичной геосинклинали Утёсовой зоны откладывались между златнянской и пенинской в узком смысле сукцессиями. В таком случае имелись бы две независимые сукцессии чорштынского типа разделенные пенинской сукцессией. Эта проблема требует проведения детальных исследований и в палеогеографических и тектогенетических решениях представленных в настоящей работе, она не принималась во внимание.

Fig. 2b. Parcours de la zone des Klippes des Pieniny (en noir) sur le fond des unités limitrophes (d'après K. Birkenmajer). CD — Czarny Dunajec; C — Czorsztyn; BW — Biała Woda; NT — Nowy Targ; U — Udol (Ujak); Z — Zakopane

Fig. 2b. Rozprzestrzenienie pienińskiego pasa skałowego (czarny kolor) na tle jednostek otaczających (wg K. Birkenmajera). CD — Czarny Dunajec; C — Czorsztyn; BW — Biała Woda; NT — Nowy Targ; U — Udol (Ujak); Z — Zakopane



Фиг. 3. Разрезы утёсовых сукцессий в период келловей — нижней части верхнего мела. Колонки Р и С по данным К. Биркенмайера. Н — хулинская сукцессия: 1 — радиоляритовая серия; 2 — роговиновый известняк; 3 — „черный флиш“; 4 — пестрый флиш; С — чорштынская сукцессия в узком смысле: 5 — конкреционный чорштынский известняк (амонитико rosso); 6 — калпционелловые известняки и сопровождающие фаши; 7 — брахиоподовые и криноидные известняки и сопровождающие фаши; 8 — глобигериново-радиоляриевые мергели и известняки; 9 — глоботрункановые пестрые мергели; Р — пенинская сукцессия в узком смысле: 10 — радиоляритовая серия; 11 — роговиновый известняк; 12 — глобигериново-радиоляриевые мергели; 13 — пестрые мергели; 14 — тонкослоистый серый флиш; Z — златнянская сукцессия: 15 — радиоляритовая серия; 16 — роговиновый известняк; 17 — черный флиш; 18 — пестрый флиш; 19 — серый флиш

Fig. 3. Profils des successions des Klippes depuis le Callovien jusqu'à partie inférieure du Crétacé supérieur. Colonnes P et C d'après les données de K. Birkenmajer. Н — Succession de Hulina: 1 — radiolarites; 2 — calcaire à silex; 3 — flysch noir; 4 — flysch bigarré; С — succession de Czorsztyn (sensu stricto): 5 — calcaire noduleux de Czorsztyn („ammonitico rosso“); 6 — calcaires à Calpionelles et faciès qui les accompagnent; 7 — calcaires à Brachiopodes calcaires à Crinoides et faciès les accompagnant; 8 — marnes et calcaires à Globigérines et à Radiolaires; 9 — marnes bigarrées à Globotruncanes; P — succession des Pieniny (sensu stricto): 10 — radiolarites; 11 — calcaire à silex; 12 — marnes à Globigérines et à Radiolaires; 13 — marnes bigarrées; 14 — flysch gris à bancs minces; Z — succession de Zlatne; 15 — radiolarites; 16 — calcaire à silex; 17 — flysch noir; 18 — flysch bigarré; 19 — flysch gris

фауна, которая была встречена в нескольких местах в чёрном флише (Birkenmajer K., Pazdro O. 1968) является явно переотложенной. Чёрный флиш содержит довольно обильную нижнемеловую аглютинированную микрофауну (Blaicher J., Sikora W. 1969). В чёрном флише были найдены между прочим следующие мелкие фораминиферы: *Ramulina aculeata* White, *Rhizammina indivisa* Brady, *Hippocrepina depressa* Vašiček, *Saccamina placenta* Grzybowski, *Hormosina ovulum crassa* Geroch, *Haplophragmoides* sp., *Plectorecurvoides irregularis* Geroch, *Trochammina vocontiana* Moullade, *Trochammina abrupta* Geroch, *Verneuillinoidea neocomiensis* Mjatluk, *Verneuillinoidea subfiliiformis* Bartenstein, *Marssonella subtrochus* Bartenstein, *Marssonella* cf. *kummi* Zedler. В самой верхней части черного флиша появляются единичные экземпляры планктонных фораминифер: *Ticinella roberti* Gandolfi, *Ticinella reicheli* (Mornod), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora* aff. *apenninica* Renz, *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi. Кроме того нижнемеловый возраст „черного флиша” доказывается самыми важными данными — геологическими данными. В хорошо обнаруженных (искусственно) разрезах была доказана непрерывная последовательность седиментации между черным флишем а надстилающими и подстилающими его отложениями, которых стратиграфическая позиция не вызывает сомнений. Черный флиш переходит вниз по разрезу через несколько сантиметровый известняково-мергельно-глинистый пакет в роговиковый известняк мальмо-неокома с сильно редуцированной мощностью¹ (1,5—5 м), которая имеет седиментационный характер. Роговиковый известняк подстияется редуцированной радиоларитовой серией (фиг. 3), которая вероятно переходит вниз в посидониевые мергели (аален — байос), в которых также обнаруживается сокращенная мощность — около 40 метров напротив 100 метровой мощности в пеннинской сукцессии.

Надо ещё раз подчеркнуть что эти редуцированные юрские звенья а также факт, что они прикрываются флишевыми отложениями в противоположность остальным сукцессиям, где более мощные юрские отложения прикрываются нефлишевыми отложениями — глобигериново-радиолариевыми слоями нижнего мела², являются главными критериями для выделения двух новых сукцессий — златнянской и хулинской.

2) Вверх по разрезу нижнемеловый чёрный флиш переходит в тонкий пакет чёрных сланцев или серых мергелей с конкреционными железистыми доломитами, которые в свою очередь надстиляются общекарпатским корреляционным горизонтом (перелом нижнего и верхнего мела), который здесь представлен черными, битуминозными, „марганцевыми” сланцами, зелёными и красными радиоларитами

¹ Юрские отложения с сильно редуцированной мощностью были впервые описаны К. Биркенмаером (1965) из северной части Утёсовой зоны. К. Биркенмаер причисляет их к магурскому покрову.

² По новой номенклатуре это броднянские и рудинские слои.

Fig. 3. Profile serii pienińskiego pasa skałkowego od keloweju po dolną część górnej kredy. Kolumny P i C wg K. Birkenmajera. H — seria Huliny: 1 — radiolaryty; 2 — wapienie z krzemieniami; 3 — flisz czarny; 4 — flisz pstry; C — seria czorsztyńska (ss): 5 — wapienie bulaste czorsztyńskie („ammonitico rosso”); 6 — wapienie kalpionellowe i towarzyszące facje; 7 — wapienie brachiopodowe, wapienie krynoidowe i towarzyszące facje; 8 — margle i wapienie z globigerinami i radiolarytami; 9 — margle pstre z globotruncanami; P — seria pienińska (s.s.): 10 — radiolaryty; 11 — wapienie z krzemieniami; 12 — margle z globigerinami i radiolarytami; 13 — margle pstre; 14 — flisz szary, cienkoławicowy; Z — seria Złatnego: 15 — radiolaryty; 16 — wapienie z krzemieniami; 17 — flisz czarny; 18 — flisz pstry; 19 — flisz szary

(местами), и желто-зелёными бентонитическими сланцами и зелёными радиоляриевыми сланцами. Корреляционный горизонт прикрывается красными и зелёными (пестрыми) глинистыми или мергелистыми сланцами с прослойками песчаников (фиг. 3).

В златнянской сукцессии верхнемеловый пестрый флиш („пестрые сланцы“) имеет небольшую мощность (около 10 м). В нем присутствуют мешанная известково-аглоutinированная или исключительно аглоutinированная микрофауна. В хулинской сукцессии мощность пестрого флиша достигает 180 м. В пестром флише хулинской сукцессии были констатированы прослойки туфоидов (K. Birkenmajer, 1965).

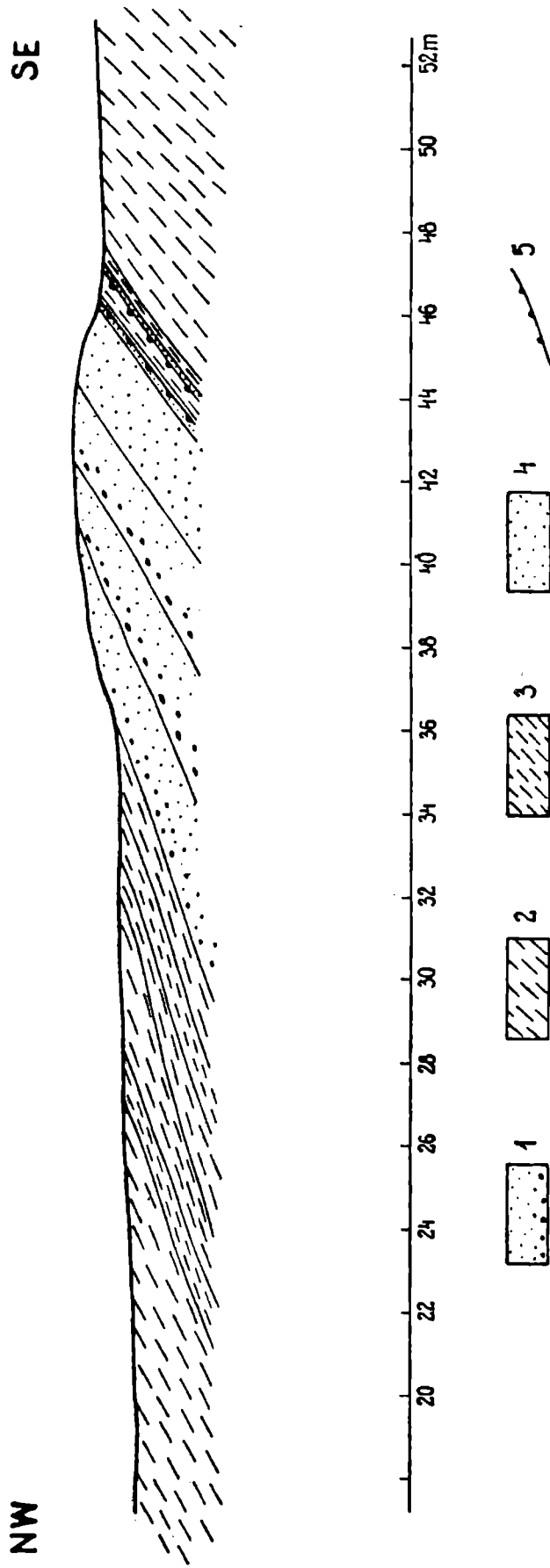
3) Верхнемеловые пестрые сланцы надстиляются серым флишем типа иноцерамовых слоев, в которых местами прослеживаются прослойки красных мергелистых сланцев или красных мергелей флишоидного характера. Верхнемеловый флиш златнянской сукцессии имеет различное фациальное развитие. К нему надо причислить эту часть сромовецких слоев, которая не подстиляется нефлишевыми пестрыми мергелями а также так называемые „трансгрессивные ярмутские слои“, к которым между прочим принадлежат „супралиторальные“ ярмутские конгломераты, которые прослеживаются в южной части Утёсовой зоны в Польше. В последнее время было доказано, при помощи искусственных разрезов, что эти ярмутские песчаники и конгломераты в том числе и „супралиторальные“, в южной части Утёсовой зоны, не залегают трансгрессивно на утёсовых сукцессиях, как это считали до сих пор, но что они переходят вниз по разрезу при помощи непрерывной седиментации, в верхнемеловые, пестрые, мергелистые или глинистые сланцы верхнего мела.

В хулинской сукцессии пестрые сланцы (пестрый флиш) с аглоutinированной микрофауной прикрывается ярмутскими слоями, мощность которых достигает 450 м. Они кампан — маастрихтского-палеоценового (?) возраста и представляют собой главным образом толсто и среднеслоистый серый флиш в общем типа иноцерамовых слоев.

4) По мнению автора ярмутские песчаники хулинской сукцессии прикрываются тонко, средне и толстослоистым флишем палеоцен-эоценового возраста, среди которого прослеживаются толстослоистые песчаники магурского типа. Некоторые исследователи считают палеоген прослеживающийся в северной части Утёсовой зоны в Польше, трансгрессивным (K. Birkenmajer, 1965).

В златнянской сукцессии верхнемеловые отложения типа иноцерамовых слоев переходят вверх по разрезу в тонко и среднеслоистый флиш¹. Характерным компонентом этого флиша являются плотные, зелёные, глинистые и мергелистые сланцы а также развивающиеся местами красные, глинистые сланцы. Эти палеогеновые слои (палеоцен — эоцен) были названы слоями из Цисувки. В нижней части этих слоев развиваются толстослоистые, нуммулитовые, златнянские песчаники и конгломераты. Они считались трансгрессивными ещё с времен В. Улига. В действительности эти конгломераты и песчаники образуют только седиментационные прослойки в тонко и среднеслоистом флише. Это было доказано в искусственно обнаруженных разрезах. Фигура 4 представляет разрез шурфа пересекающего пакет златнянских песчаников на холме Златне (locus typicus) в деревне Недзица на польском Спише (W. Sikora, 1970). Характерной чертой слоев из Цисувки является присутствие в них, кроме аглоutinированной, автохтонной палеогеновой микрофауны также верхнемеловой планктонной микрофауны, которая здесь находится в явно переотложенном состоянии. Так например в сланце-

¹ Часть этого флиша причисляли к сромовецким слоям (верхний мел), но палеогеновый возраст этой части документируется между прочим фораминиферами из рода *Globorotalia* (определения Я. Бляхер).



Фиг. 4. Геологический разрез златнянских песчаников на холме Златне. 1 — крупнозернистые песчаники с обломками флишевых сланцев в подошве; 2 — зеленоватые мергели с фракционной слоистостью; 3 — серозеленоватые и серые песчанистые, мергелистые сланцы; 4 — средние и тонкозернистые песчаники; 5 — положение иероглифов.

Fig. 4. Coupe des grès de Zlatne sur la colline de Zlatne. 1 — grès grossiers avec fragments de schistes flyschoux dans les parties basales de leurs bancs; 2 — marnes verdâtres finement granoclassees; 3 — schistes sablo-maneux gris-verdâtre et gris; 4 — grès à grain fin et moyen; 5 — position des hieroglyphes.

Fig. 4. Przekrój piaskowców ze Zlatnego w dolinie Zlatnego. 1 — piaskowce gruboławicowe z fragmentami łupków w dolnych partiach ławic; 2 — margle zielonkawe, z warstwowaniem frakcjonalnym; 3 — łupki piaszczysto-margliste, szarozielonkawe i szare; 4 — drobno- i średnioziarniste piaskowce; 5 — pozycja hieroglifów

вых пропластках между златнянскими нуммулитовыми песчаниками были констатированные довольно обильные роталипоры и глоботрунканы.

Олигоценые отложения не были констатированы на польском участке Пенинской утёсовой зоны.

Очерк тектогенеза

В настоящее время остается неясным, что явилось причиной сильной редукции мощности юрских отложений в хулинской и златнянской сукцессиях. Могут приниматься во внимание две возможности. Во первых — редукция мощности могла явиться результатом осаднения юрских отложений хулинской и златнянской сукцессий на интрагеоантиклинальных (наиболее приподнятых) партиях частичной геосинклинали Утёсового пояса. Во вторых можно предполагать, что эта редукция явилась результатом осаднения этих отложений в осевых, наиболее глубоких, частях впадин (интрагеосинклиналях) частичной геосинклинали Утёсовой зоны.

Основываясь на первой из этих возможностей, на фоне имеющихся сведений можно следующим образом представить историю тектогенеза частичной геосинклинали Утёсовой зоны: Частичная геосинклиналь Пенинской утёсовой зоны заложилась вероятно в то же самое время, что геосинклиналь Внутренних Карпат, это значит на переломе перми и триаса. Сначала средней юры уже отчетливо выделяются три зоны. Средняя пенинско-чорштынская зона а также обрамляющие её с юга и севера златнянская и хулинская зоны. В средней и особенно в верхней юре пенинско-чорштынская зона явно разделяется на северную часть, для которой является характерной чорштынская сукцессия, и на южную, для которой является характерной пенинская сукцессия. Тем не менее, из-за больших мощностей отложений юры, которая местами составляет в чорштынской сукцессии около 200 метров а пенинской сукцессии около 400 метров, эта зона, хотя и является и дифференцированной, по отношению к хулинской и златнянской зонам, имеет в общем характер углубляющегося рва.

В переломе юры и мела происходит изменение структурного плана частичной геосинклинали Утёсовой зоны. Вероятно эти движения связаны с неокиммериджскими движениями, роль которых в Пенинской утёсовой зоне подчеркнули К. Биркенмаер и С. Гонсёровский (1963). Результатом этой перестройки было между прочим явление инверсии. Хулинская и златнянские зоны начинают быстро погружаться и в них появляется флишевая седиментация, что находится в тесной связи с появлением кордильер впервые в истории существования частичной геосинклинали Утёсовой зоны. Одна из них располагалась к северу от хулинской зоны (северная кордильера), вторая располагалась к югу от златнянской зоны (южная кордильера). В хулинской и златнянской зонах, которые в результате инверсии из геоантиклинальных зон преобразовались в глубокие, быстро погружающиеся рвы (интрагеосинклинали), флишевая седиментация будет продолжаться вплоть до эоцена включительно.

Появление флиша свидетельствует о том, что частичная геосинклиналь Утёсовой зоны вошла вместе с остальной частью Внешних Карпат в окончательный этап своего развития. Основываясь на этом факте и исходя из тектогенетической точки зрения можно причислить Пенинскую утёсовую зону к Внешним Карпатам.

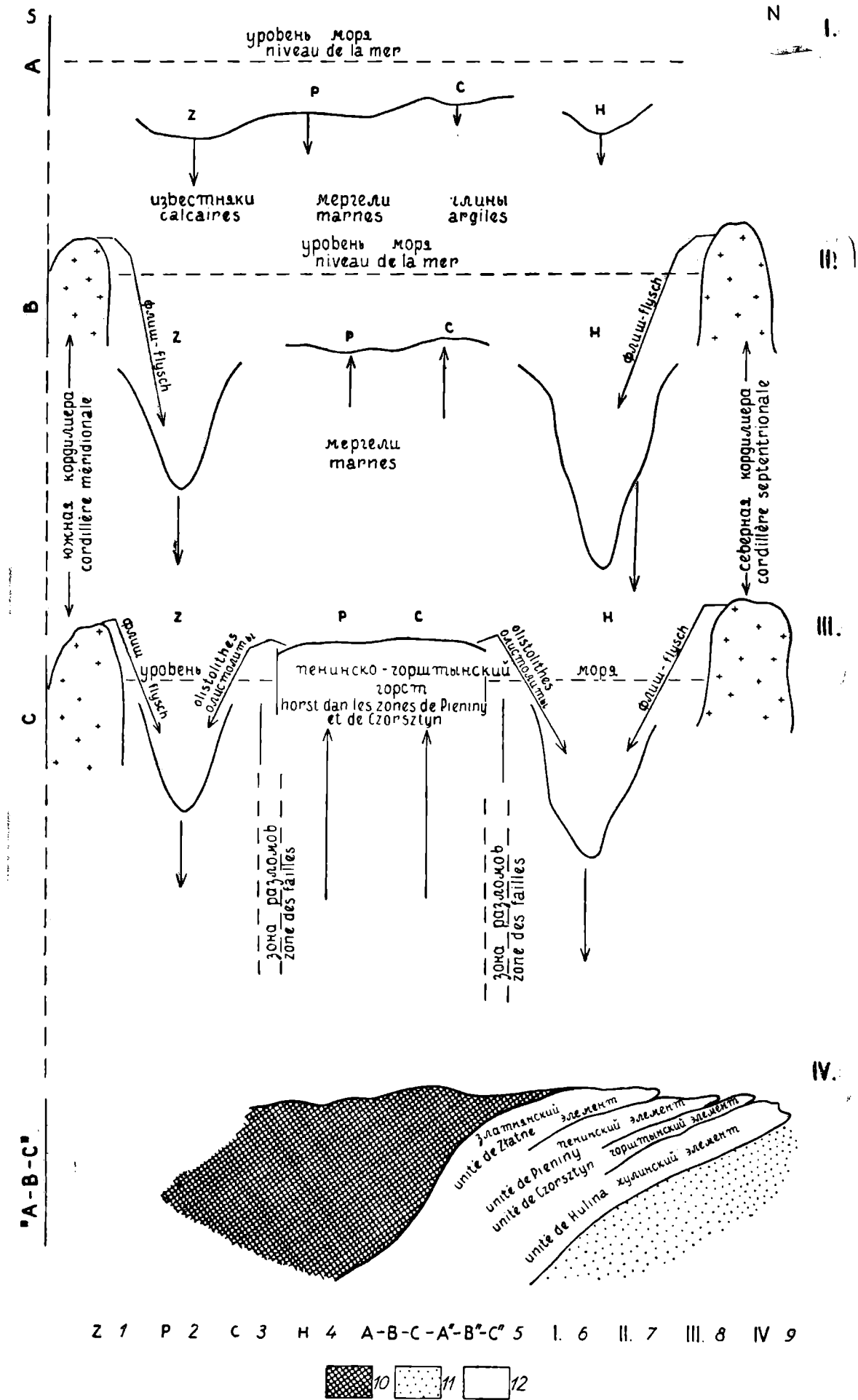
В результате инверсии средняя, пенинско-чорштынская зона превращается в приподнятый, геоантиклинальный элемент по отношению к обрамляющим её флишевым рвам. Внутренняя дифференциация этой средней зоны на чорштынскую и пенинскую сукцессии сохраняется и далее, хотя различия между этими сукцессиями являются теперь, т.е. в нижнем и верхнем мелу, меньшими чем

в верхней юре. В геоантиклинальной пенинско-чорштынской зоне нижнемеловому флишу и флишу нижней части верхнего мела соответствуют нефлишевые, тёмные, нижнемеловые мергели и пестрые мергели верхнего мела. В чорштынской сукцессии в узком смысле, мергелистые отложения верхнего мела содержат прослойки известняков. Кроме фаций, геоантиклинальный характер пенинско-чорштынской зоны подчеркивается также мощностями отложений. Так например, мощность флишевых отложений нижнего мела и нижней части верхнего мела в хулинском рве составляет 400—500 м. В то время как в чорштынской сукцессии в узком смысле отложилось только 75 м отложений, а пенинской сукцессии около 100 м отложений (фиг. 3). Полная мощность меловых отложений в чорштынской зоне составляет около 100 м, а в пенинской зоне она составляет около 200 м. Только в верхней части сенона геоантиклинальная чорштынско-пенинская зона начала более быстро попружаться и постепенно включилась в пределы флишевой седиментации, за исключением некоторых участков чорштынской сукцессии в узком смысле, на которых сохранились геоантиклинальные условия седиментации. В пенинско-чорштынской зоне до сих пор не были констатированы палеогеновые отложения. Предполагается, что в период дарамийской фазы, которая в пенинской утёсовой зоне проявилась только в виде вертикальных движений без складкообразовательных движений, пенинско-чорштынская зона по глубоко заложённым разломам была по крайней мере, частично приподнята над уровнем моря (фиг. 5). Об этом свидетельствуют олистолиты и гальки пород чорштынской и пенинской сукцессий во флишевых отложениях самых верхних частей мела и палеогена хулинской и златнянской зон, которые обрамляли с юга и севера горстовидную структуру, в которую превратилась пенинско-чорштынская зона¹.

Принимая во внимание вторую из вышеприведённых возможностей т.е., что редуцированная мощность юрских отложений в златнянской и хулинской зонах является результатом их осаднения в осевых, наиболее погруженных частях рвов, следовало бы представить несколько иначе историю тектогенетического развития частичной геосинклинали Утёсового пояса. В том случае не следовало бы связывать появление кордильер и связанного с ними нижнемелового флиша с инверсией а связывать это явление с дополнительным углублением златнянского и хулинского рвов. Такой ход тектогенеза частичной геосинклинали Утёсового пояса представлен на фиг. 5.

Палеогеновые складчатые движения привели к образованию складок и покровов из содержания частичной геосинклинали Утёсовой зоны, одновременно отделив их от первичного основания. Образование складок и покровов произошло в течение нескольких этапов, два из которых выделяются довольно отчетливо. Первый из них, наиболее ранний и интенсивный имел северную vergence. В результате этих движений были надвинуты друг на друга отдельные утёсовые сукцессии. В настоящее время ещё неясно, является ли каждая утёсовая сукцессия в пределах пенинско-чорштынской зоны, отдельным тектоническим элементом, поэтому пока можно вернуться к обычному, введённому ещё В. Улигом, делению на чорштынский покров и пенинский покров. Эти покровы образовались в результате складкообразования и орогенеза пенинско-чорштынской зоны. С юга на пенинский покров надвигается златнянский покров, который является результатом складкообразования и орогенеза златнянской зоны.

¹ Некоторые данные указывают что гальку и олистолиты мезозойских осадочных пород характерных для частичной геосинклинали Утёсовой зоны, доставляли также южная и северная кордильеры. В златнянский бассейн — южная кордильера, в хулинский бассейн — северная кордильера. Это является доказательством, что во время дарамийских горообразовательных движений были приподняты над уровень моря обширные площади морского дна обрамляющие эти кордильеры.



Чорштынский покров на первом этапе послепалеогеновой складчатости был надвинут на отложения хулинской сукцессии, которые как уже отмечалось, объединяются пока в единый тектонический элемент с магурским покровом.

Более поздний этап послепалеогеновой складчатости имел южную vergence. Результатом этих движений является опрокинутый (встречный) надвиг Пеннинской утёсовой зоны как единого целого на блок Внутренних Карпат а также встречный надвиг отложений хулинской зоны на чорштынский элемент, так что этот элемент выходит в некоторых местах в тектонических окнах из-под отложений хулинской зоны.

Главные складкообразовательные движения завершились до бурдигала так как в долине реки Ваг бурдигальские отложения залегают трансгрессивно на складчатом сооружении Пеннинской утёсовой зоны (Andrusov D. 1963). С поздними этапами формирования этого сооружения связаны андезиты, которые являются продуктами субсеквентного вулканизма и которые прослеживаются как в пределах Утёсовой зоны так и магурском покрове (Małkowski S. 1922).

Палеогеографический анализ позволил сделать вывод о том, что первичная ширина частичной геосинклинали Утёсовой зоны была довольно большой (минимум 100 км). Сжатие первоначального содержания частичной геосинклинали Утёсового пояса до ширины нескольких километров, наличие пород с различными механическими свойствами, а также многоэтапность орогенических и складкообразовательных движений привело к такой сложной тектонической картине, которая наблюдается в настоящее время.

Ещё не выяснено полностью как палеогеографическое, так и тектоническое соотношение Утёсовой зоны и магурского покрова, лежащего к северу от неё. Наиболее правдоподобные тектонические соотношения между Пеннинской утёсовой зоной и окружающими её элементами показано на фигуре 1. Эта схема связана со старой концепцией В. Улига (Uhlig V. 1907) и Л. Горвица (1935). Последний был знаменитым исследователем Пеннинской утёсовой зоны междувоенного периода.

В последнее время некоторые исследователи связывают сложное строение Утёсовой зоны с наличием глубинного разлома (Kruglow S. S., Smirnow S. E.

←

Фиг. 5. Схема развития частичной геосинклинали Пеннинского утёсового пояса в Польше. 1 — златнянский покров; 2 — пеннинский покров; 3 — чорштынский покров; 4 — хулинский покров; 5 — зона глубинных разломов отделяющих частичную геосинклинали Внутренних Карпат от частичной геосинклинали Пеннинского утёсового пояса; 6 — начало средней юры; 7 — начало нижнего мела; 8 — начало палеогена; 9 — после первого этапа послепалеогеновых складчатых движений; 10 — Внутренние Карпаты; 11 — Внешние (Флишевые) Карпаты; 12 — Пеннинский утёсовой пояс

Fig. 5. Schéma illustrant l'évolution du géosynclinal partiel de la zone des Klippes pienines en Pologne. 1 — nappe de Zlatne; 2 — nappe des Pieniny; 3 — nappe de Czorsztyń; 4 — nappe de Hulina; 5 — zone à failles profondes separant le géosynclinal partiel des Karpates internes de celui de la zone des Klippes des Pieniny; 6 — début du Jurassique moyen; 7 — début du Crétacé inférieur; 8 — début du Paléogène; 9 — état après la première étape des plissements post-paléogènes; 10 — Karpates internes; 11 — Karpates externes (flyschouses); 12 — zone des Klippes des Pieniny

Fig. 5. Schemat ilustrujący rozwój cząstkowej geosynkliny pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. 1 — płaszczowina Złatnego; 2 — płaszczowina pienińska; 3 — płaszczowina czorsztyńska; 4 — płaszczowina hulińska; 5 — strefa głębokich uskoków oddzielających cząstkową geosynklinę Karpat wewnętrznych od cząstkowej geosynkliny pienińskiego pasa skałkowego; 6 — początek jury środkowej; 7 — początek dolnej kredy; 8 — początek paleogenu; 9 — stan po pierwszym etapie fałdowań popaleogeńskich; 10 — Karpaty wewnętrzne; 11 — Karpaty zewnętrzne (fliszowe); 12 — pieniński pas skałkowy

1967., Krugłow S.S., Kulczickij J.O., Pietraszkievicz M.I., Sowczik J.W. 1968). Это кажется маловероятным. Такой глубинный разлом наверняка существовал в геосинклинальный период. Он отделял геосинклинали Внутренних Карпат от частичной геосинклинали Утёсовой зоны, однако в результате надвигов место, в котором он находился, в настоящее время глубоко скрыто под Внутренними Карпатами (фиг. 5)¹.

В вертикальной проекции под Пенинской утёсовой зоной сейчас залегают отложения флишевых Карпат и не исключается возможности, что под ними в западной части Утёсовой зоны залегают также автохтонные миоценовые отложения прикрывающее эпипалеозойскую платформу предгорий Карпат. Глубокие сбросы, которые ограничивают на некоторых участках Утёсовую зону, имеют молодотретичный возраст и они связаны с образованием посторогенных впадин и по мнению автора не имеют ничего общего с глубинными разломами, которые ограничивали частичную геосинклинали Утёсовой зоны в более древних периодах.

Заключение

Окончательное решение проблемы тектогенеза Пенинской утёсовой зоны и её соотношений с окружающими элементами оказывает влияние на решение проблемы тектогенеза Карпат как единого целого, что является необходимым условием для правильной и эффективной расстановки поисковых работ на нефть и газ в Карпатах и их предгорьях. Правильное решение проблемы тектогенеза Утёсовой зоны может быть достигнуто только при тесном сотрудничестве геологов всех стран, через территорию которых тянется Пенинская утёсовая зона.

Геологический Институт, Краков

ИЗБРАННЫЕ РАБОТЫ OUVRAGES CHOISIS WYKAZ LITERATURY

- Alexandrowicz S. (1966), Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. *Zesz. nauk. AGH, Rozprawy*, 78, Kraków.
- Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerova V. (1968), Comparison of Cretaceous Stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) I. Geosynclinal Furrow. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. géol. géogr.* 16, No 2, Varsovie.
- Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerova V. (1968), Comparison of Cretaceous Stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). II. Northern Ridge. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, 16, No 2, Varsovie.
- Andrusov B. (1959), Geologia Československých Karpat, 2 *Slov. Akad. Vied. Bratislava*.

¹ Последние геофизические данные указывают, что край перемещенной в альпийское время, эпипалеозойской платформы, на которую надвинуты Карпаты прослеживается вдоль линии Старый Самбор — Домарадз — Новы Тарг. К северу от этой линии эпипалеозойская платформа является фундаментом предкарпатского краевого прогиба.

- Andrusov D. (1963), Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes Occidentales. Livre à la Mém. du Prof. Paul Fallot. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paris*.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K. (1963), Stratigraphie des Karpates Externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.* 181. Warszawa.
- Blaicher J., Sikora W. (1969), W sprawie wieku ogniwa zwanego aalenem fliszowym w pienińskim pasie skałkowym (Polski. *Kwart. geol.* 13, z. 3. Warszawa.
- Birkenmajer K. (1958) Tektonika pienińskiego pasa skałkowego. *Region. Geol. Pol.* 1. *Karpaty*, 2. *Tektonika*. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- Birkenmajer K. (1958), Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Cz. 1—4. *Wyd. Geol.* Warszawa.
- Birkenmajer K. (1959a), Przekroje geologiczne przez Polskę — Pieniny. *Wyd. Geol.* Warszawa.
- Birkenmajer K. (1959b), Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. chim. géol. géogr.* 7, No 2, Varsovie.
- Birkenmajer K. (1963), Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Stratigraphy and Paleogeography of the Czorsztyń Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. *Studia geol. pol.* 9, Warszawa.
- Birkenmajer K. (1965), Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. Outline of the Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland: *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 35, z. 3. Kraków.
- Birkenmajer K., Gąsiorowski S.M. (1963), Ruchy neokimeryjskie w polskich Karpatach zachodnich. *Prz. geol.* nr 7. Warszawa.
- Birkenmajer K., Pazdro O. (1968), W sprawie tzw. warstw ze Sztolni w pienińskim pasie skałkowym Polski. On the so-called Sztolnia Beds in the Pieniny Klippen Belt. *Acta geol. pol.* 18, No 2.
- Horwitz L. (1935), Nowy przekrój schematyczny przez Pieniński Pas Skałkowy. Nouvelle coupe schématique de la Zone Pénine des Klippes. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 8, z. 3. Warszawa.
- Horwitz L. (1963), Budowa geologiczna Pienin. Geological structure of the Pieniny Mts, Carpathians. Wydanie pośmiertne przygotował do druku i opatrzył przypisami K. Birkenmajer. *Pr. Inst. Geol.* 38, Warszawa.
- Horwitz L., Rabowski F. (1929), Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6, Kraków.
- Kotański Z. (1963), O charakterze mezozoicznej geosynkliny Karpat zachodnich i o epimiogeosynklinie podhalańskiej. On the character of the Western Carpathian mesozoic geosyncline and the Podhale epimiogeosyncline. *Acta geol. pol.* 13, No 1.
- Kruglov S.S., Smirnov S.E. — Круглов С.С., Смирнов С.Е. (1967), Сравнительная характеристика геологического строения мармарошской и пенинской утёсовых зон Советских Карпат. К.Б.Г.А., VIII Конгресс, Доклады, Геотектоника. Београд.
- Kruglov S.S., Kulchytskii Ya.O., Petrashkevich M.I., Sovchuk Ya.V. — Круглов С.С., Кульчицкий Я.О., Петрашкевич М.И., Совчик Я.В. (1968), Некоторые данные о глубинном строении закарпатского прогиба и пенинской зоны. Геологической Сборник Львовского Геологического Общества. Т. II.
- Książkiewicz M. (1956), Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rdsch.*, Bd. 45. Stuttgart.
- Książkiewicz M. (1963), Evolution structurale des Carpathes polonaises. Livre à la mem. Prof. P. Fallot. 2. *Soc. Geol. France Paris*.

- Książkiewicz M. et al. (1962), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 13 — Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Stratigraphic and facial problems. Fascicle 13 — Cretaceous and Early Tertiary in the Polish External Carpathians. Warszawa.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E. (1965), Zarys geologii Polski. *Wyd. Geol.* Warszawa.
- Mahel M., Buday T. et al. (1968), Regional Geology of Czechoslovakia. Praha.
- Małkowski S. (1922) O stosunku żył andezytowych do budowy geologicznej okolic Pienin. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 4. Warszawa.
- Nowak J. (1927), Zarys Tektoniki Polski. Esquisse de la tectonique de la Pologne. II Zjazd Stow. Geogr. i Etn., Kraków.
- Sikora W. (1962), New Data on the Geology of the Pieniny Klippen Belt. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. géol. géogr.* 10. No 4. Varsovie.
- Sikora W. — Сикора В. (1969), Пенинская утёсовая зона. Путеводитель экскурсии для участников четырнадцатого заседания Постоянной Комиссии СЭВ по геологии. Геологические Издательства, Варшава.
- Sikora W. (1970), W sprawie transgresji eocenu w pienińskim pasie skałkowym Polski. On the transgression of the Eocene in Pieniny Klippen Belt of Poland. *Kwart. geol.* 14, z. 1. Warszawa.
- Sokolovskii S. — Соколовский С. (1964), Польские Карпаты. Межд. Геол. Конг. Тектоника Европы. Москва.
- Sokołowski S., Znosko J. (1960), Eléments principaux de la Pologne. *Pr. Inst. Geol.* 30, cz. 2. Warszawa.
- Świdziński H. (1962), Sur la forme structurale de la Zone des Klippes Pienines des Karpates. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. géol. géogr.* 10. No 3. Varsovie.
- Uhlig V. (1890), Ergebnisse geologischer Aufnahmen in der westgalizischen Karpathen. II. Der pieninische Klippenzug. *Jb. Geol. R. — Anst. Jg.* 40, Wien.
- Uhlig V. (1907), Über die Tektonik der Karpathen. *Sieber. Akad. Wiss. Wien* 116. Wien.

RÉSUMÉ

Entre les Internides et les Externides des Karpates, sur le territoire de la Tchécoslovaquie, de la Pologne et de l'Ukraine soviétique s'étend une zone très compliquée, nommée dans la littérature géologique zone des Klippes ou zone des Klippes des Pieniny. Elle représente une des plus longues unités tectoniques des Karpates mais il est caractéristique que sa largeur est très faible ne dépassant que rarement plusieurs kilomètres et dans certaines coupes se réduisant jusqu'à quelques centaines de mètres.

Dans la partie polonaise de la zone des Klippes des Pieniny on séparait jusqu'à ces derniers jours six successions de Klippes (du Nord vers le Sud): 1) de Czorsztyn (sensu stricto), 2) de Czertezik, 3) de Niedzica, 4) de Branisko, 5) des Pieniny (sensu stricto), 6) de Haligovce. Les trois premières successions représentent en ensemble la succession (l'unité) de Czorsztyn sensu lato, les deux suivantes — la succession des Pieniny sensu lato; l'appartenance de la sixième succession aux successions des Klippes reste encore une question en litige.

Les successions mentionnées sont composées de dépôts marneux et calcaires et dans leurs termes supérieurs — de dépôts du flysch. Ils sont tous de l'âge du Lias moyen — Sénonien, seulement dans la succession de Haligovce on trouve des sédiments du Trias et du Lias inférieur. L'épaisseur des dépôts de la succession de Czorsztyn est évaluée à ca 300 m dont le Jurassique comprend ca 200 m et le Crétacé — ca 100 m.

Les valeurs analogues pour la succession des Pieniny (ca 600 m en total) sont: 400 m et 200 m.

Dernièrement, deux nouvelles successions ont été distinguées dans la zone des Klippes des Pieniny: la succession de Hulina et la succession de Złatne. Dans le bassin sédimentaire la première se trouvait au Nord de la succession de Czorsztyn et la deuxième au Sud de celle des Pieniny. Ces deux successions sont caractérisées par une forte diminution de l'épaisseur des sédiments jurassiques et par le développement des dépôts du Crétacé inférieur et supérieur et du Paléogène (fig. 3 et 5) sous forme d'un flysch.

L'évolution tectonique de cette partie du géosynclinal des Pieniny est suivante (fig. 5).

Le géosynclinal partiel de la zone des Klippes des Pieniny fût formé sur un soubassement calédonno-hérclinien, probablement en même temps que le géosynclinal des Karpates internes, c'est-à-dire au Permien-Trias inférieur. À la limite entre le Jurassique inférieur et moyen trois zones longitudinales se sont déjà marquées dans ce géosynclinal: la zone centrale, commune, de Czorsztyn et des Pieniny, bornée au Sud par la zone de Złatne et au Nord — par celle de Hulina. Pendant le Jurassique moyen et surtout supérieur la zone commune centrale se différencie en deux parties: septentrionale, caractérisée par la succession de Czorsztyn et méridionale où se développe la succession des Pieniny.

Au début du Crétacé inférieur des cordillères apparaissent pour la première fois dans ce géosynclinal partiel et en résultat de cela la flysch commence à se former. L'apparition de ce flysch indique que le géosynclinal partiel des Klippes, de même que toute la zone géosynclinale des Karpates externes, a déjà commencé le stade tardif de son évolution. En s'appuyant sur ce fait on peut attribuer la zone des Klippes des Pieniny aux Karpates externes.

En résultat des mouvements orogéniques post-paléogènes les dépôts du géosynclinal partiel de la zone des Klippes, après avoir été décollés de leur soubassement originel, ont été plissés et formés en nappes de charriage. Ces phénomènes se sont effectués en plusieurs étapes. Deux d'entre elles se sont marquées bien nettement: l'antérieure, plus intensive a eu une vérgence nord (fig. 5), tandis que la postérieure, en résultat de laquelle la zone des Klippes a définitivement obtenu sa structure actuelle (fig. 1), présente une vérgence sud. Ces mouvements tectoniques se sont terminés avant le Burdigalien, puisque dans l'Orava, dans la vallée du Vah, celui-ci recouvre en transgression les dépôts des Klippes à structure en nappes.

*L'Institut Géologique
Kraków*

STRESZCZENIE

Między karpackimi internidami i eksternidami na terytorium Czecho-słowacji, Polski i Zakarpaciej Ukrainy ciągnie się struktura geologiczna o bardzo skomplikowanej budowie, która w literaturze geologicznej uzyskała miano pienińskiego pasa skałkowego lub też pasa skałkowego. Pieniński pas skałkowy jest jedną z najdłuższych jednostek karpackich. Cechą charakterystyczną tej jednostki jest jej nieduża szerokość, która rzadko

przekracza kilka km, a miejscami redukuje się zaledwie do kilkuset m. Jednakże analizy facjalno-tektoniczne wskazują, że pierwotna szerokość cząstkowej geosynkliny pasa skałkowego była co najmniej rzędu 100 km. W polskiej części pasa skałkowego wydzielano się do ostatnich czasów sześć sukcesji skałkowych. Są to sukcesje (z północy na południe): 1. czorsztyńska, 2. czertezicka, 3. niedzicka (te 3 sukcesje razem wzięte tworzą sukcesję czorsztyńską *sensu lato*), 4. braniska, 5. pienińska (sukcesje 5 i 6 tworzą sukcesję pienińską *sensu lato*), 6. haligowiecka. Problem, czy ta ostatnia sukcesja — haligowiecka — reprezentuje sukcesję skałkową, jest do dzisiaj problemem spornym. Wymienione wyżej sukcesje składają się z utworów marglistych i wapiennych, a w swoich najmłodszych częściach również z fliszowych. Sukcesje skałkowe są wieku lias środkowy — senon, z wyjątkiem sukcesji haligowieckiej, w której reprezentowany jest również trias i lias dolny. Maksymalną miąższość utworów sukcesji czorsztyńskiej ocenia się na około 300 m, z czego na utwory jurajskie przypada około 200 m, na utwory kredy zaś ca 100 m. Analogiczne wielkości dla sukcesji pienińskiej wynoszą 400 i 200 m.

Ostatnio w obrębie pienińskiego pasa skałkowego zostały wydzielone dwie nowe sukcesje: sukcesja hulińska i sukcesja złotniańska. W pierwotnym basenie sedymentacyjnym pierwsza z nich była usytuowana na północ od sukcesji czorsztyńskiej, a druga na południe od sukcesji pienińskiej. Charakterystyczną cechą tych sukcesji jest obecność bardzo zredukowanych (sedymentacyjnie) utworów jurajskich oraz rozwój fliszowy utworów w kredzie dolnej, górnej i paleogenie (fig. 3 i 5). Jedna z dwóch najbardziej prawdopodobnych wersji ewolucji tektonicznej cząstkowej geosynkliny pienińskiego pasa skałkowego została przedstawiona na fig. 5 i 1. Druga wersja została przedstawiona w tekście rosyjskim.

Cząstkowa geosynklina pienińska została założona na podłożu kaledońsko-hercyńskim, przypuszczalnie w tym samym czasie co cząstkowa geosynklina Karpat wewnętrznych, tzn. na przełomie permu i triasu. W cząstkowej geosynklinie pasa skałkowego na przełomie dolnej i środkowej jury zaznaczają się już wyraźnie trzy podłużne strefy sedymentacyjne: środkowa — czorsztyńsko-pienińska, obrzeżająca ją od północy strefa hulińska oraz położona na południe od strefy czorsztyńsko-pienińskiej — strefa złotniańska. W czasie jury środkowej, a szczególnie górnej, strefa czorsztyńsko-pienińska dzieli się na dwie części, północną, dla której charakterystyczna jest sukcesja czorsztyńska, oraz południową, dla której charakterystyczna jest sukcesja pienińska. Z początkiem kredy dolnej pojawiają się po raz pierwszy w obrębie cząstkowej geosynkliny pienińskiego pasa kordyliery i związane z nimi flisz. Fakty te ukazują, że cząstkowa geosynklina pasa skałkowego, podobnie jak reszta Karpat zewnętrznych, weszła w końcowe stadium swego rozwoju geosynklinalnego. Patrząc z punktu widzenia rozwoju tektogenetycznego, należy pieniński pas skałkowy zaliczyć do Karpat zewnętrznych. W wyniku ruchów fałdowych popaleogeńskich utwory cząstkowej geosynkliny pasa skałkowego zostały oderwane od swego pierwotnego podłoża, sfałdowane, spłaszczone (problem ewent. skrócenia szerokości cząstkowej geosynkliny pienińskiego pasa skałkowego we wcześniejszych okresach nie został dotychczas w zadowalający sposób wyjaśniony).

Ruchy fałdowe odbywały się w kilku etapach, z których dwa wyraźnie się zaznaczają. Ruchy wcześniejszego, bardziej intensywnego etapu miały wergencję północną. W rezultacie tych ruchów zostały ponasuwane na

siebie w kierunku północnym poszczególne sukcesje (fig. 5), tzn. sukcesja zlatniańska na sukcesję pienińską *sensu lato* (jednostkę pienińską), jednostka pienińska na sukcesję czorsztyńską *sensu lato* (jednostkę czorsztyńską), jednostka czorsztyńska na sukcesję hulińską. Stosunek tej ostatniej do płaszczowiny magurskiej, jak również do jednostki rychwałdzkiej (*pro parte*) nie został do dzisiaj szczegółowo wyjaśniony. Przyjmuje się, że jednostka hulińska wspólnie z jednostką magurską tworzą element tektoniczny wyższego rzędu. Ruchy drugiego etapu, mniej intensywne miały wergencję południową. W wyniku tych ruchów fałdujących oraz ruchów górotwórczych pieniński pas skałkowy uzyskał swoją obecną postać, której najbardziej prawdopodobną interpretację przedstawia rys. 1. Ruchy fałdowe skończyły się przed burdygalem, gdyż utwory tego piętra w dolinie Wagu (Słowacja) przykrywają niezgodnie już uformowaną płaszczowino-fałdową strukturę pienińskiego pasa skałkowego.

*Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki
Kraków*