

METALOGENEZA EUROPY

(Rozwój fanerozoiczny)

UKD 553.3/4.078:551.73/78:[001.5:551.2:2(084.3)](3)

Rozwój tektoniki kier* (płyt) litosfery stworzył nową koncepcję procesu wymiany materii między płaszczem a skorupą ziemi. Blżej zostało określone znaczenie prądów konwekcyjnych w astenosferze, mechanizmu wznoszenia grzbietów śródoceanicznych, procesów absorpcyjnych w strefach Benioffa, gorących ognisk w płaszczu ziemi (hot mantle plumes; w języku polskim zagadnienia te omówiono szczegółowo w pracach W. Pożaryskiego, 28, 29), a także mechanizmu frakcjonowanego wytapiania magmy z pirolitu — dla rozwoju magmatyzmu, wulkanizmu i procesów metalogenicznych oraz specjalizacji geochemicznej i metalogenicznej powstającej magmy.

Osiągnięcia te stworzyły nowe przesłanki uzasadniające rewizję wielu zagadnień metalogenicznych. Autor podejmuje próbę nowego ujęcia metalogenezy** Europy na podstawie tych przesłanek oraz wcześniej rozwiniętej nowej koncepcji cyklu metalogenicznego, rozpoczynającego się od poprzedzających dryft kontynentów intruzji granitów Sn-W-Nb-Ta-onośnych, wytapianych przez strumień ciepła zbieżnych prądów konwekcyjnych (12).

Uznając oznaczenie metalogeniczne aktywnych brzegów kier litosfery (10) autor w swoim ujęciu przede wszystkim wyróżnia owoce metalogeniczne orogeny termalne (Andy, Kordyliery, Bałkany, Ural) od bezpłodnych orogenów kolizyjnych (Pireneje, Alpy, Karpaty, Himalaje). Wspomnieć należy, iż orogen termalny może w końcowej fazie rozwoju przekształcić się w kolizyjny. Zjawiska metalogeniczne we wnętrzu kier, z dala od ich brzegów, w strefach konsolidacji kratonicznej rozpatruje jako przebiegające synchronicznie ze zjawiskami na brzegach kier, zespolone wspólnym mechanizmem prądów konwekcyjnych. Na załączonej mapie metalogenicznej Europy złożyła przedstawiono według klasyfikacji złóż metali zamieszczonej w pracy autora (12). Symbole 47 formacji złożowych odpowiadają definicjom zawartym w tej klasyfikacji. Przedstawiona metalogeneza Europy obejmuje fanerozoiczny odcinek czasu geologicznego, dla którego możliwa była (z pewnym prawdopodobieństwem) rekonstrukcja historii wędrówki kier litosfery. Paleozoiczne scalenie Eurazji zaliczono do cyklu Tetydy. Szybkowe etapy zwierania oceanu Tetydy zaliczono już do cyklu Atlantyku, gdyż wyda-

żenia w omawianych obszarach kontrolowane były głównymi etapami rozwoju Atlantyku. Do cyklu Atlantyku zaliczono również zjawiska bezpośrednio poprzedzające, a mianowicie wdzieranie się intruzji anorogenicznych granitów cynośnych.

CYKL TETYDY

Kaledoński orogen norwesko-szkocko-irlandzki

W starszym paleozoiku na zachodniej krawędzi fenosarmackiej kry litosfery, na styku z krami Laurentii i Erii oraz mikrokontynentów strefy franko-podolskiej i Brabantu oraz Elby, istniała strefa Benioffa zapadająca ku NW i SW, uwarunkowana zbieżnym ruchem sąsiadujących kier litosfery (ryc. 1). Podobnie skierowana strefa Benioffa działała na krawędzi uralskiej na styku z krą syberyjską (11). W strefach tych pochłaniany był w astenosferze materiał skorupy oceanicznej przedpola kier: fenosarmackiej i syberyjskiej. W gałęzi norwesko-irlandzkiej kaledonidów wyróżnić można dwa różne wykształcone segmenty. Przyczyny tego zróżnicowania należy szukać w różnym charakterze ich przedpola. Obecność lub brak skorupy oceanicznej pomiędzy trzema, wymienionymi krami litosfery a krą Fenosarmacji miały istotne znaczenie dla charakteru magmatyzmu w rozwijającej się strefie subsydencji warunkującej powstanie geosynkliny kaledońskiej.

Rozwój NW odcinka kaledońskiego orogenu Norwegii i Spitzbergenu związany był zapewne z unicestwieniem znacznego pła skorupy oceanicznej na przedpola Laurentii. Odnacza się, on bowiem intensywnym rozwojem zasadowego magmatyzmu inicjalnego intruzyjnego i ekstruzyjnego oraz niedorozwojem magmatyzmu postorogenicznego.

W utworach eugeosynklinalnych powstały w ciążach dunitowych niewielkie nagromadzenia chromitu, a ponadto liczne ważne złoża masywnych pirytołów miedzionośnych związanych z wulkaniczną formacją spilitowo-keratofirową. Należą tu złoża: Sulitjelma, Stekkenjok, Grong, Lökken, Röros i inne. Ciężkie rudne złoża zostały później w czasie kolizji kontynentów sfałdowane wchodząc w skład struktur płaszczowinowych nasuniętych w kierunku SE, tworzących Góry Skandynawskie. Kolizyjne zespawanie dało też znaczną kontrakcję i przyleganie stref eugeosynklinalnych do starych platform (37, 40). Wcześniej dojrzała norweska gałąź kaledonidów nie posiadała większych złóż rud metali komagmowych z intruzja-

* Termin kra litosfery (plate) został zaproponowany przez M. Książkiewicza.

** Autor zarówno w tytule, jak i całym artykule użył terminu „metalogenia”, redakcja jednak zgodnie z terminologią stosowaną w Wydawnictwach Geologicznych zmieniła go na „metalogeneza”.

mi postorogenicznymi. Nie ma też, z wyjątkiem terenu rowu Oslo, nałożonej hercyńskiej przebudowy i młodopaleozoicznych intruzji magmowych. Kolidyżne zespawanie kontynentów przerwało rozwój magmatyzmu i zespolonych procesów metalogenicznych.

W rozmieszczeniu przejawów mineralizacji i małych złóż w kaledonidach Norwegii dostrzec można związek strefowości z SE nasunięciem płaszczowin. Według Gabelmanna i Krusiewskiego (8) rozmieszczone są w ten sposób strefowo pasy mineralizacji magnetytowej, Au, Mo, Cu, Zn-Pb, na dalszym zaś przedpolu w skałach węglanowych występują niskotemperaturowe przejawy ołowiu.

Inaczej rozwijał się odcinek kaledonidów Szkocji i Irlandii, położony naprzeciwko kry prakontynentu Erii. Odróżnia się on od poprzedniego niedorozwojem magmatyzmu inicjalnego i dominacją magm granitoidowych syn- i postorogenicznych. W szkockim odcinku kaledonidów strefowość mineralizacji została zatarta nałożeniem się magmatyzmu i mineralizacji hercyńskiej oraz alpejskiej, zwraca jednak uwagę brak strefy magnetytowej. Złoto notowano tylko w okruchach starszych skał, a niewielkie wystąpienia miedzi znane są z SE Uplands, Lake District, N Walii i SE Irlandii, a przejawy Zn-Pb napotkano w skałach przedsylurskich (8).

Środkowoeuropejski orogen kaledońsko-hercyński

Na SW obrzeżeniu kry fennosarmackiej utwory orogenu kaledońskiego znane są z licznych wyspowych wystąpień poroździelanych starszymi masywami. Istnieją dwie rekonstrukcje odtwarzające przebieg tej gałęzi kaledonidów. Według H. Stillego przebiega ona wzdłuż południowej granicy Fennosarmacji łącząc się w kierunku NW, gdzieś pod Morzem Północnym, z gałęzią norweską. Zdaniem J. Znoski (43), N. W. Szackiego (40) i in. biegnie ona bardziej równoleżnikowo w kierunku zachodnim okalając od S masyw Brabantu. Niewykluczone jest też istnienie obu gałęzi. Istotną różnicą południowej gałęzi orogenu środkowoeuropejskiego względem kaledonidów Norwegii jest, po pierwsze — jego dalszy rozwój kaledońsko-hercyński, po drugie — obecność mozaiki wcześniej skonsolidowanych masywów. Przypuszczać można, że masywy te w paleozoiku spełniały rolę mikrokontynentów rozdzielając i warunkując specyficzny rozwój sedimentacji geosynkinalnej, ograniczając przy tym do lokalnych wyjątków większy rozwój magmatyzmu inicjalnego. Zaznaczający się przy bieżącym ruchu kier litosfery proces zsuwania mikrokontynentów dał silną tektoniczną kontrakcję, lokalne nasunięcia i odklucia warstw. Z kolei ruchy izostacyjne wcześniej skonsolidowanych bloków tworzyły rozłamy wyznaczając miejsca wdzierania się magmy. Taki magmatyzm inicjalny rozpoznano w kaledońskich osadach geosynkinalnych z Gór Kaczawskich i Orlickich na Dolnym Śląsku, gdzie również znane są złoża pirytowe w Wieściszowicach związane ze skałami spilitowo-keratofirowymi.

Po fałdowaniach fazy eryjskiej w przeważającej części Europy na osady old-redu ponownie wkracza morze, odmładzają się strefy geosynkinalne między mikrokontynentami, powstają nowe obszary geosynkinalne, ponownie zaznacza się rozwój podmorskiego wulkanizmu. Złoża eugeosynkinalne masywnych pirytów międzonośnych znane są tylko z obszaru Río Tinto prowincji Huelva w Hiszpanii (3). Tworzą się także inne złoża znane z morskich utworów dewonu z obszaru Lahn Dill (32) oraz z czeskich Jesioników (27), gdzie występują również ekshalacyjno-hydrotermalne złoża tlenkowe żelaza i manganu oraz siarczkowych rud Zn-Pb-Cu.

Następnym etapem rozwoju podmorskiego wulkanizmu dewońskiego było uformowanie złóż Ba-Zn-Pb w Meggen i Rammelsberg (32). Tego typu niewielkie przejawy podmorskiej mineralizacji hydrotermalnej nawiercono ostatnio na obszarze Zawiercia w paśmie krakowidów obrzeżających blok górnośląski. Są to żyły wypełnione metakoloidalnym pirytem i markasytem z domieszką chalkopirytu i



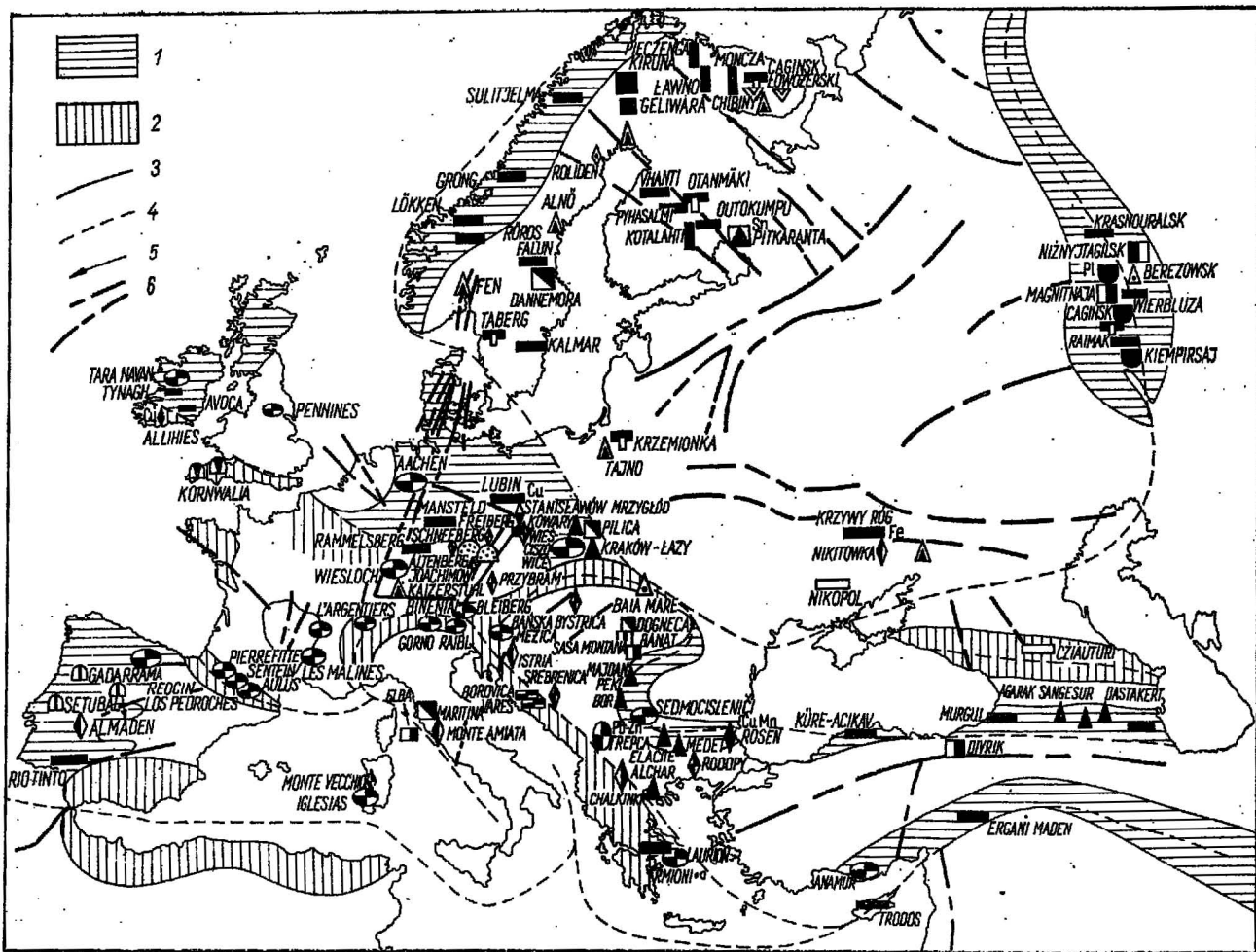
Ryc. 1. Ruchy płyt litosfery w obszarze Europy.
Fig. 1. Movements of lithosphere plates in the area of Europe.

sfalerytu oraz śladami tellurków bizmutu i srebra. Mineraliami żyłowymi są zeolity i kalcyt. Żyły przecinają sfałdowane skały fliszowe górnego syluru tworząc na powierzchni nieciągłości katowej powłoki osadów źródłanych, które zasklepia detrytus brachipodowy, stanowiący spagową część węglanowych serii środkowego dewonu.

Hercyński rozwój rozpoczął się z utworzeniem mikrogeosynklin, po czym utwory te zostały sfałdowane i przebudowie uległy kaledońskie struktury fałdowe.

Fig. 2. Metallogenic map of Europe.

1 — thermal orogens of the Andean type, 2 — collisional orogens of the Alpine type, 3 — boundaries of lithosphere plates, 4 — ancient plate boundaries, 5 — invasion movement of plates, 6 — taphrogens. Deposits: 1. — 7. — marine-hydrothermal, 8. — pegmatite, 9. — 11. — porphyric, 12. — 14. — subvolcanic, 15. — metamorphized pyrite, 16. — intramagmatic, 17. — 20. — veins, 21. — skarn, 22. — 25. — greisen, 26. — pegmatite, 27. — greisen-albitizational, 28. — 29. — skarn, 30. — 31. — veins, 32. — intramagmatic, 33. — liqutation, 34. — trap, 35. — 38. — vein, 39. — hydrothermal karst, 40. — vein, 41. — intramagmatic, 42. — pegmatite, 43. — 44. — carbonatite, 45. — C kimberlite (diamond), 46. — 47. — intramagmatic.



1 Zn-Cu-Fe-Mn	2 Fe-Cu	3 Cu-Zn-Pb-Ba	4 Fe-Mn	5 Fe	6 Fe-B	7 Co	7a Cu	7b Zn-Pb	8 Cu-Au-B	9 Cu	10 Cu-As	11 H. Cu-Mo	12 Zn-Pb-As-Au	13 Cu-Zn-Pb-As-Au-Se-Te	14 As-Sn-W-Bi-Pb	15 Fe-Cu	16 Cr	17 Hg-Sb	18 Sb-Hg-W	19 As-Tl-Hg-Sb	20 Ag-Au-Se-Te-Bi	21 W-Mo-Sn	22 Sn-W-F	23 Sn-U	24 W-Mo-U	25 Sn-Cu-Zn-Pb	26 Li-Be-B-Zr-U-Th	27 Sn-Nb-Ta	28 Fe-B	29 Mn-Zn	30 Be-F	31 Q-Au-As	32 Fe-Ti	33 Cu-Ni-Pt	34 Fe	35 Fe-U	36 Fe-Bn	37 Ag-Co-Ni-Bi-U	38 Ge-Ag	39 Mg-Zn-Pb-Bn(F)	40 Cu-As-Pb-Zn-Cd-Ge-Ga	41 Al-P	42 Li-Ta-Nb-Bi-Zr-TR ₂ -Ti-Th-Sn-Mo	43 F-Nb-Ta-TR ₂ -Zr-Fe-P	44 Cu-Zn-Pb-Mo	45 C	46 Fe(P)	47 Fe-Tr-P
---------------	---------	---------------	---------	------	--------	------	-------	----------	-----------	------	----------	-------------	----------------	-------------------------	------------------	----------	-------	----------	------------	----------------	-------------------	------------	-----------	---------	-----------	----------------	--------------------	-------------	---------	----------	---------	------------	----------	-------------	-------	---------	----------	------------------	----------	-------------------	-------------------------	---------	--	-------------------------------------	----------------	------	----------	------------

>1000 0001 >200 0001 <200 0001

Ryc. 2. Mapa metalogeniczna Europy.
 1 — orogeny termiczne typ andyjski, 2 orogeny kolkcyjne typ alpejski, 3 — granice płyt litostery, 4 — dawne granice płyt, 5 — ruch inwazyjny płyt, 6 — tafrogeny. 1. do 7. — złoża morsko-hydrotermalne, 8. — pegmatytowe, 9. do 11. — porfirowe, 12. do 14. — subwulkaniczne, 15. — zmetamorfizowane pirytowe, 16. — intramagmowe, 17. do 20. — żyłowe, 21. — skarnowe, 22. do 25. — grejzenowe, 26. — pegmatytowe, 27. — grejzenowe-albityzacji, 28. do 29. — skarnowe, 30. do 31. — żyłowe, 32. — intramagmowe, 33. — likwacyjne, 34. — trapowe, 35. do 38. — żyłowe, 39. — krasu hydrotermalnego, 40. — żyłowe, 41. — intramagmowe, 42. — pegmatytowe, 43. do 44. — karbonatytowe, 45. — kimberlitowe C (diamenty), 46. do 47. — intramagmowe.

W obszarach nowych geosynklin sfałdowane osady dewońsko-karbońskie tworzą struktury wielkopromienne. Definitywne zwarcie kolizyjne kier litosfery przypuszczalnie miało miejsce w fazie sudeckiej, wtedy bowiem zaznaczyły się najintensywniejsze fałdowania i rozwinął się potężny synorogeniczny postkinetyczny magmatyzm alkaliczno-wapienny, po którym w fazie kruszcogórskiej orogenu hercyńskiego wniknęły porfiry i nastąpiła mineralizacja typu miedzi porfirowej. Zjawiska złożowe znane z małego odcinka płytko pogrzebanego pasma orogenu kaledońsko-hercyńskiego (krakowidów) okalających od E i NE blok górnośląski. Nakładają się one na granodioryt i porfiry z Pilicy, monzonit kwarcowy z Zawiercia, żyły porfirów dacytowych i ryolitów potasowych z Doliny Będkowskiej koło Krakowa. W Zawierciu apikalna osłona skarnowa złoża porfirowego uformowała się w węglanowych skałach środkowego dewonu (16, 18).

Drugą linię (bardziej oddaloną od krawędzi kry litosfery) reprezentują złoża: Miedzianki, Starej Góry i Chelmcza na Dolnym Śląsku. Mineralizacja Miedzianki przedstawia strefę korzeniową znacznie zerodowanego złoża porfirowego, co wiąże się zapewne ze znacznym również wypiętrzeniem i ścięciem erozyjnym harpolitowej intruzji granitu Kankonoszy. Sumując należy stwierdzić, że środkowoeuropejski orogen kaledońsko-hercyński i jego złoża znamy tylko z niewielkiego fragmentarycznego odcinka wypiętrzonego na przedpolu fałdowania alpidów. Ostatnie odkrycia pozwalają na stwierdzenie, że jest to orogen typu andyjskiego, charakteryzujący się magmatyzmem alkaliczno-wapiennym z typowym zespołem złóż geosynkлинаlnych i porfirowych miedzi oraz molibdenu.

Ural

Kaledońsko-hercyński łańcuch uralidów przedstawia orogen powstały przez zespolenie kry Fennosarmacji i wdzierającej się kry syberyjskiej. Interpretację rozwoju uralidów w duchu tektoniki kier litosfery przedstawił W. Hamilton (11). Według niego kolizję poprzedził kaledoński etap rozwoju łuków wyspowych i wulkanizmu andezytowego. Ruchy zbieżne kier we wczesnym paleozoiku spowodowały utworzenie strefy Benioffa warunkującej subdukcję. We wczesnym dewonie zamurzyła się w astenosferze reszta skorupy oceanicznej przedpola kry syberyjskiej, a łuk wyspowy stał się częścią obrzeżenia kontynentu. Strefa subdukcji była nadal czynna w karbonie i starszym permie (11).

Historię rozwoju magmatyzmu i powstanie złóż magmogenicznych na Uralu, według modelu ze strefą Benioffa, przedstawił W. I. Smirnow (35). W odskrajonej części paleozoicznego Uralu rozpoznano 4 różnowiekowe pasy skał zieleńcowych, będących zmetamorfizowanymi skałami plutonicznymi i wulkanicznymi pochodzenia bazaltowego. Ich istnienie wskazuje na długotrwały rozwój stadium eugeosynkлинаlnego. W skałach tych rozmieszczone są złoża pirytyw miedzionośnych i cynkonośnych oraz złoża skarnowe magnetytowych rud żelaza. W zachodniej części Uralu złoża pirytyw są wieku sylurskiego, w środkowej dewońskiego, a we wschodniej dolnokarbońskie. Młodopaleozoiczne granitoidy intrudowały w zachodniej części Uralu.

Jak widać z powyższego — przyrastanie ładu i przemieszczanie geosynkliny postępowało w kierunku wschodnim, odwrotnym do kierunku zapadania strefy Benioffa, a zatem podobnie jak to miało miejsce w strefie Benioffa na zachodnim obrzeżeniu fennosarmackiej kry litosfery. Stąd wniosek, że kra ta nie mogła tworzyć części centralnej i stabilnej prakontynentu półkuli północnej. Na Uralu kolizja wypiętrzyła starsze skały ultrazasadowe skorupy oceanicznej, w tym perydoty zawierające wielkie złoża magmowe chromitów, osmu i irydu, a także gabro-piroksenity z potężnymi magmowymi złożami titanomagnetytów, platyny i palladu.

Tafrogen paleozoiczny

Synchronicznie z procesami subsydencji, orogenezy i magmatyzmu na aktywnych krawędziach kier litosfery rozwijał się w ich wnętrzu alkaliczny magmatyzm, uwarunkowany strukturami, tafrogenicznymi. Wiek wielkich intruzji Półwyspu Kolskiego (Chibiny, Lowozerska i inne) określane jest jako karboński (34). Podobnego wieku są intruzje magm alkalicznych NE Polski oraz w pobliżu Morza Azowskiego. Niewiele młodsze i jeszcze ściślej związane ze strukturami ryftowymi są intruzje centralne (z rdzeniami karbonatytowymi) Półwyspu Kolskiego, Fen w Norwegii, Alnó w Szwecji i nowo znalezione w Finlandii, a także karbonatyty intruzji Tajno w Polsce (23). Karbonatyty niosą mineralizację Nb-Ta oraz pierwiastków ziem rzadkich.

Głównym metalogenicznym wydarzeniem tafrogenu paleozoicznego jest mineralizacja polimetaliczna w miedzionośnych i ołowionośnych czarnych łupkach spągu cechsztynu. Mineralizacja ta dostała się do morza cechsztyńskiego odmłodzonymi dyslokacjami przesuwczymi ENE środkowoeuropejskiego orogenu kaledońsko-hercyńskiego. Te same głębokie dyslokacje i nożami determinowały lokalizację wcześniej powstałych złóż porfirowych Cu-Mo Miedzianka na Dolnym Śląsku i Pilica, Zawiercie, Jawor-Będkowska w obszarze śląsko-krakowskim (14—17).

Innym, również ważnym typem mineralizacji magmogenicznej, uwarunkowanej równoległymi dyslokacjami ENE, jest formacja As-Co-Ni-Bi-U Freibergu, Jachymowa, Przybramu, Kowar itp. oraz mineralizacja antymonowa Przybramu i Starej Góry (2, 24). Mimo że wiek jej może być nawet mezozoiczny lokalizację jej, jak i wcześniejszych karbońskich intruzji magmowych, wyznaczały wspomniane dyslokacje ENE, biegnące prostopadle do linii Tornquista-Teisseyre'a, wyznaczającej granicę kry litosfery i szwu z krą fennosarmacką. Dyslokacje te w starszym paleozoiku miały przypuszczalnie charakter dyslokacji przesuwczych.

CYKL ATLANTYKU

Intruzje poprzedzające rozwarcie Atlantyku

Zespolenie mikrokontynentów europejskich i kier Fennosarmacji oraz syberyjskiej zbiegło się w czasie z pojawieniem się wielokrotnych intruzji granitów Sn-W-nośnych w obszarach anorogenicznych Gór Kruszcowych, Masywu Centralnego, armorykańskiego, bloku iberyjskiego, a także w Kornwalii. Tego typu wielokrotne intruzje granitowe powstają pod działaniem strumienia ciepła zbieżnych, a następnie ascenzyjnie wznoszących się i rozchodzących prądów konwekcyjnych (12). Ich długotrwałe działanie powoduje przetopienie i rozzerwanie kry litosfery na froncie zbieżności prądów konwekcyjnych, zapoczątkowując nowy cykl wędrowki kontynentów. Na rozsuniętych krawędziach kier pozostają fragmenty intruzji granitów Sn-W-nośnych. W Górach Kruszcowych wytworzyły się struktury ryftowe o kierunku NE (2), jednak nie nastąpiło większe rozsuniecie fragmentów spękanej kry, natomiast nadal czynne góraczące ognisko w płaszczu ziemi dało w trzeciorzędzie magmatyzm alkaliczny ryftu Karłowe Wary — Usti nad Łabą.

Etapy rozwierania Atlantyku

Rozwieranie Atlantyku z embrionalnego stanu Protoatlantyku rozpoczęło się przypuszczalnie w trzaskie lub nawet wcześniej. W strefach przyległych ruchy te spowodowały wzajemne przemieszczanie kontynentów Eurazji i Afryki, co z kolei wywierało dominujący wpływ na wędrowkę mikrokontynentów w strefie Morza Śródziemnego. Historię względnych ruchów między kontynentami Eurazji i Afryki można podzielić na trzaskie (31); w pierwszym trwającym od środkowej jury do kredy (160—80 mln lat) nastąpiło rozwarcie środkowego Atlantyku wskutek oderwania Afryki od Ameryki. Ponieważ Europa by-

ła wówczas złączona z Ameryką ruch Afryki względem Europy był wschodni (21). W drugim okresie od środkowej kredy do eocenu (80—40 mln lat), kiedy Grenlandia i Europa oddzielały się od Ameryki, ruch Afryki względem Europy był zachodni. Od późnego eocenu do chwili obecnej (40—0 mln lat) Europa oddalała się od Grenlandii, ruch Afryki względem Europy był wschodni, a następnie północny.

Strefa Morza Śródziemnego

Rozwijając pierwotne koncepcje Arganda K. J. Hsu (21) przedstawia następujący obraz rozmieszczenia i wędrówki mikrokontynentów w strefie Morza Śródziemnego. Jego zdaniem w trzaskie Hiszpania i Korsyko-Sardynia stanowiły jedną całość, a Włochy nie były oddzielone od Europy. Mikrokontynenty te były zgrupowane w NW części omawianego obszaru w sąsiedztwie Hiszpanii. W okresie od triasu do środkowej jury nastąpił rozpad mikrokontynentów połączony z uformowaniem geosynklin: alpejskiej, apenińskiej, betyckiej i pirenejskiej. Do osadów eugeosynklinalnych wdarły się bloki ofiolitowe stanowiące fragment skorupy oceanicznej. Wspomnieć trzeba, że w europejskim systemie Tetydy wyróżniono dwa systemy ofiolitów. Pierwszy, nie starszy od jury, tworzą ofiolity penińskie oraz kordyliery subbetyckiej i apenińskiej, a drugi — tworzą ofiolity bośniackie, które mogą być triasowe lub starsze. Ich przedłużeniem są ofiolity Anatolii, uważane za paleozoiczne. Ofiolity Apuseni będą omówione oddzielnie.

Grecko-włoski mikrokontynent, zespolony z Afryką i pchnięty jej ruchem wschodnim, został zespawany z blokiem serbsko-macedońskim (ryc. 1). Wypiętrzone wówczas zostały ofiolity bośniackie, które wietrzając tworzą krzemianowe złoża niklu. Ruch zbieżny mikrokontynentów, poprzedzający kolizję orogenu dynarskiego, wytworzył strefę Benioffa determinując rozwój lokalnej geosynkliny. W osadach geosynklinalnych (w wyniku podmorskiej działalności hydrotermalnej) utworzyły się złoża Fe-Ba-Zn-Pb Vares, Boroviča i inne (5, 30). W spełnieniu pokolizyjne skały triasowych w Idrii i Toskanii wniknęły roztwory niosące mineralizację cynobrową.

W drugim okresie zachodni ruch zespolonych kier Afryki i kry włosko-bałkańskiej wywołał deformacje tektoniczne w strefach geosynkliny apenińskiej i betyckiej. W okresie tym na styku Korsyki, Elby i Włoch intruzje magmowe dały złoża pirytów masywnych, złoża skarnowe Fe-Cu-Zn-Pb Elby i Massa Maritima w Toskanii. W eocenie do kry tej przyłączony został blok iberyjski i jego przemieszczenie w kierunku zachodnim wywołało deformacje orogenu pirenejskiego. W obszarze tym, we wcześniej rozwiniętej geosynklinie, w wyniku działalności hydrotermalnej powstały złoża Zn-Pb Pierrafitte, Sentein i Aulus.

W trzecim okresie rozwoju Atlantyku przemieszczenie Afryki w kierunku północnym względem Europy dało impuls tektoniczny najmłodszych faz orogenu alpejskiego w Alpach, Apeninach i Karpatach, wywołując intensywny wulkanizm postorogenny, z którym związane są niewielkie subwulkaniczne złoża polimetali Pb-Zn Kartagenu i Mazarron (33). Ruchy te trwają nadal. Współcześnie obserwuje się podsuwanie rowu helleńskiego i wypiętrzanie grzbietu śródziemnomorskiego.

Balkany

Platformy: mezyjska i moldawska (część fennosarmackiej kry litosfery) stanowiły przypuszczalnie do późnego prekambriu jedną całość, jednak późniejszy ich rozwój przebiegał oddzielnie (25, 20). W owym czasie platforma mezyjska zachowywała się jak samodzielny mikrokontynent, jego wędrówka w kierunku zachodnim i zespawanie z blokiem pannońsko-serbsko-macedońskim i rodopskim wytworzyło górotwór bałkański (ryc. 1). Wcześniej jednak nim to nastąpiło, w środkowym trzaskie w Dobrudży i Karpatach Wschodnich wdarły się masy zasadowe. W jurze w obszarach Apuseni (należącym wówczas do Dynarydów) powstały skały ofiolitowe, które w o-

krasie młodokredowym zostały nasunięte na skały skorupy kontynentalnej (20). Nasunięcie to, jak i inne struktury płaszczowinowe, utworzone z osadów fliszowych, powstało przy kolizji wieńczącej ruch zbieżny Pannonii i kry fennosarmackiej, co wiązało się z zawarciem oceanu Siretu, odnogi Tetydy (20). Na wschodnim obrzeżeniu Pannonii rozwinął się wówczas krwawy wulkanizm. W tym czasie mikrokontynent mezyjski przemieścił się w kierunku zachodnim i zetknął z wcześniej zespawanym blokiem pannońsko-serbsko-macedońskim, a na jego przedpolu istniała strefa Benioffa zapadająca ku zachodowi.

W drugim okresie rozwierania Atlantyku (80—40 mln lat), przy zachodnim ruchu Afryki względem Europy, na północnym styku płyt kolizja Mezji i Pannonii wypiętrzyła Karpaty Południowe. W paleocenie wdarły się w zachodniej Rumunii i wschodniej Serbii potężne intruzje magm alkaliczno-wapiennych (banatyków) i powstały porfirowe złoża Cu-Mo Sasca Montana, S. Banat, Sinapani, Moldova Noua, złoża skarnowe Pb-Ag-Zn Dognacea, Fe Ocna de Fier, W. Banat, Baita, Bihorului i inne w Rumunii (4, 38), a we wschodniej Serbii złoża porfirowe między Maidan Pek, Cu-As Bor (Maidan Pek, Sloga Maks, Novi Dušan, Duca Dulkan) oraz porfirowe Cu-Mo Suldica-Mackatica w bardziej południowej części wschodniej Serbii (21, 26, 7).

Ruch zbieżny mikrokontynentów Mezji i Rodop wytworzył strefę Benioffa zapadającą ku S, a pozostała część skorupy oceanicznej Tetydy między tymi krami unieczystwiona została przez absorpcję w astenosferze; zrodził się magmatyzm i wulkanizm sprzyjający metalogenezie, z którym wiąże się liczne złoża Bułgarii, wśród nich złoża skarnowe Krumowo i Drama w monastyrskim plutonie koło Jambola, Malko Timowo, Gramatikowo w górach Strandža, pirytowe wśród andezytów rejonu Panaguriszte-Radka, Czelopiecz, Elszica, Krasen oraz średnogorskie paleogeńskie złoża porfirowe Cu-Mo Medet, Elacite, Panaguriszte, a także złoża żyłowe Cu-Mo Rosen i inne w rejonie Burgas (40). W tym czasie przypuszczalnie powstały również porfirowe złoża miedzi w serbsko-macedońskim masywie doliny Wardaru i rejonu Chalkediki, a mianowicie Krusja, E. Kordyllion, Skouries, Axipollis, E. Chalkediki (22) oraz złoża pirytów miedzianych w łuku pontyjskim w okręgu Küre w Turcji.

W trzecim wyróżnionym okresie rozwierania Atlantyku (40—0 mln lat), przy północnym ruchu Afryki względem Europy utworzył się karpacki górotwór kolizyjny. Jednocześnie w synchronicznych deformacjach tafrogennych odmłodziły się starsze dyslokacje, odcinkami spekały stare szwy i styki wcześniej zespawanych mikrokontynentów. Miejscami zostały one następnie zacopowane wulkanami lub wytworzyła się drożność dla metalogennych emanacji z głębi ziemi. W neogenie odżył wulkanizm w Rodopach, w basenie transylwańskim oraz pannońskim i powstały złoża metasomatyczno-skarnowe; Madan, Luki, Gowedarnik, Dawidkowo, Nedelino w zachodnich Rodopach oraz liczne subwulkaniczne i kalderowe złoża polimetali, np.: Madzarowo, Spahiewo i Zvezdel Galenit we Wschodnich Rodopach (40, 9), tellurkowe Au-Ag Baia Mare, Rezbanya, Sacaramb (Nagyaz), Fata Baii (Facebanya) w Rumunii (19, 38), Pb-Zn-Cu Kremnica i Bańska Szczawnica w CSRS (36), Matra (Węgry), Trepča w Serbii (30), Zlatica i Plawica w Macedonii, Laurion w Grecji oraz złoża As-Tl w Alchar w Macedonii.

Kaukaz

W czasie paleozoicznej, mezozoicznej i kenozoicznej historii Kaukazu czynna była strefa Benioffa zapadająca ku N, a przemieszczanie strefy subdukcji i pasów geosynklinalnych następowało stopniowo w kierunku odwrotnym. Powstawały kolejno i zamierały pasy wulkanizmu bazaltowego i spilitowo-keratofirowego, rzadziej skał plutonicznych. Jednocześnie powstawały zespolone z nimi złoża pirytowe wczesnego etapu rozwoju geosynkliny, skarnowe i wreszcie żyłowe pochodne magmy kwaśniejszej.

Nowe syntetyczne ujęcie ewolucji metalogennych strefy Kaukazu według modelu ze strefą Benioffa

przedstawił W. I. Smirnow (35). Jego zdaniem do cyklu kaledońskiego należą zmetamorfizowane skały północnego skłonu Kaukazu i łańcuch Pieriedowo. W północnym skłonie Kaukazu działalność wulkaniczna wygasła w dolnym paleozoiku. We wczesnym stadium ruchów hercyńskich zostały utworzone złoża pirytowe Urup i Hudes w łańcuchu Pieriedowo. Jednocześnie rozwijał się wulkanizm południowego skłonu Kaukazu, który po wygaśnięciu wulkanizmu w łańcuchu Pieriedowo osiągnął maksimum działalności w cyklu kimeryjskim. W tym czasie powstała dalej na S nowa somheto-karabahska strefa wulkanizmu.

W czasie ruchów alpejskich wulkanizm przemieścił się jeszcze dalej na S. Powstał siewano-kurdyjski pas magmogeniczny. Według W. I. Smirnowa (35) szczególnie charakterystyczne dla tych stref są złoża pirytowe Alawerdy, Kafana, Madnieuli i inne oraz rzadsze — skarnowe rud magnetytowych (Daszkesan), jak również magmowe segregacje chromitów i tytanomagnetytów (Szordża, Aramazad i inne). Złoża późnego etapu rozwoju orogenu grupują się w dwusegmentowym pasie somheto-karabahskim i miskano-zangezurskim; związane są one z oligoceńsko-miocenijskim magmatyzmem alkaliczno-wapiennym. Są to złoża pirytowo-miedziowe, barytowo-polimetaliczne i piroluzytowo-hematytowe Szamług, Alawerdy, Kedabek, Cziragidzor, Kafan, Madnieuli, porfirowe Mamuli-Sopeli, Tiejut i Szikaholi (41). W strefie miskano-zangezurskiej występują wielkie złoża Cu-Mo Kadżaran, Agarak, Dastakert i złoża innych obszarów Armenii i Azerbejdżanu.

Tafrogen mezozoiczno-kenozoiczny

Rozwój Atlantyku oraz różnokierunkowe przemieszczanie Afryki względem Europy spowodowały, oprócz geosynkлиналноorogenicznych procesów na aktywnych krędoczęściach kier litosfery, również deformacje tafrogeniczne w ich wnętrzu, głównie w miejscach utajonych osłabień, tj. w miejscach starych szwów, styków masowych wewnętrznych itp. Samo rozwarcie Atlantyku i Morza Północnego nastąpiło na pewnym odcinku w miejscu szwu kolizji kaledońskiej. W Górach Kruszcowych w miejscu, gdzie wdzierały się wielokrotnie intruzje anorogeniczne utworzył się ryft Karlowe Wary — Usti nad Łabą. Wchodzi on w system wielkich ryftów europejskich, który tworzą ponadto rów bawarski, rowy reńskie, rów Oslo, lineacja tektoniczno-magmowa Nadrenia — Dolny Śląsk oraz rów Odry, a także linia Wardaru i inne.

W trzeciorzędzie struktury te były przebijane przez ekstruzje głównie wulkanizmu alkalicznego. Z Kaiserstuhl w Bawarii znamy jedyny trzeciorzędowy wulkan karbonatowy Europy, noszący mineralizację Nb-Ta i pierwiastków ziem rzadkich. Jest rzeczą godną uwagi, że w mezozoiku i trzeciorzędzie na znacznym obszarze epipaleozoicznej platformy w strukturach tafrogenicznych pojawiał się jednocześnie ten sam typ mineralizacji, świadczący o pochodzeniu substancji mineralnej z bardzo głębokiej części płaszczka ziemi. Kolejność ta w ogólnym zarysie była następująca:

Mg-Zn-Fe	— mineralizacja jurajska — złoża śląsko-krakowskie, Binnental, Moresnet-Aachen, Tara Navan, Pennine;
Zn-Pb	— mineralizacja kredowa — złoża śląsko-krakowskie, Raibl, Gorno, Bleiberg, Mezica, Sedmočislenci, Les Malignes, Argentiere;
Ba-Co-Ge	— mineralizacja kredowa — Freiberg, Richelsdorf, Rudna, Wittichen, Maszow Centralny;
Zn-Pb-Ba(F)	— mineralizacja kreda-paleogen — złoża śląsko-krakowskie (Zawiercie), Raibl, Bleiberg, Mezica, Sardynia, Rocin, Wiesloch, Schwarzwald, Pennine; Truskawiec;
Hg-Sb-As	— mineralizacja trzeciorzędowa — Almaden, Nikitówka, Alchar, Łukchumi;
Mn	— Nikopol, Czaiuturi, Obroczieste.

W niektórych złożach, np. złożu Zawiercie (złoża śląsko-krakowskie) kolejne pulsacje mineralizacji rozwijały się w czasie ponad 300 mln lat.

- Baumann L., Leederer O., Weber W. — Beziehungen zwischen regionalen Bruchstrukturen und postmagmatischen Lagerstättenbildung und ihre Bedeutung für Suche und Erkundung von Fluorit-Barit Lagerstätten. *Z. angewandte Geol.*, 1975, H. 1.
- Baumann L., Röslér H. J. — Zur genetischen Einstufung varistischer und postvaristischer Mineralizationen in Mitteleuropa. *Bergakademie*, 1967, Jg. 19, nr 11.
- Bernard M. A., Soler E. — Sur la localisation geotectonic des amas pyriteux massifs du type Rio Tinto. *Comptes rendus des seances de l'Academie des Sciences*, S. 27, Sept. 1971.
- Ciofflica G., Vlad S. — Laramian Mg- and Ca-Skarns from Romania and their mutual relations. *IAGOD-Varna Papers*, 1974, Abs. 415—416.
- Cissarz A. — Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien und ihre Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik. *Acad. Sci. d. Serbia*, 1956.
- Demange M. — Contribution a l'etude des gisements plombo-zinciferous français. *Bull. du B.R.G.M.*, 1973, Sec. II, no. 1.
- Dixon C. J., Pereira J. — Plate tectonics and Mineralization in the Tethyan Region. *Mineralium Deposita*, 1974, no. 3.
- Gabelmann J. V., Krusievski S. V. — The Metalotectonics of Europe. 24-th I.G.C., 1974 Sec. 4.
- Gergelczew W. N. — Rudno-magmaticzieskije puczki i ich znaczenie w metallogenii Wastocznych Rodop. *Bull. of the Geol. Inst. K.H.*, 1973 vol. XXII.
- Guild P. W. — Metallogeny and the new Global Tectonics. 24-th I.G.C., 1972 Sec. 4.
- Hamilton W. — The Uralides and the Motion of the Russian and Siberian Platforms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1970, vol. 8, no. 9.
- Harańczyk C. — Epeirophoresis and origin of ore deposits. *Acta geol. pol.*, 1973 vol. 23, no. 2.
- Harańczyk C. — Morozewiczyt i polkowicyt minerały typochemiczne mezozoicznej mineralizacji (złoża monokliny przedsudeckiej. *Rudy Met. nieżel.*, 1975, nr 6.
- Harańczyk C. — Okruszczowane skarny wapienne. *Pr. Inst. Geol.* (w druku).
- Harańczyk C. — Okruszczowane zlepniec staropaleozoiczne. *Ibidem* (w druku).
- Harańczyk C. — Porfirowa mineralizacja Cu-Mo strefy Pilicy. *Monografia złóż Zn-Pb obszaru śląsko-krakowskiego*. *Pr. Inst. Geol.* (w druku).
- Harańczyk C. — Porfirowa mineralizacja Cu-Mo strefy Jawor-Łazy koło Krakowa. *Ibidem* (w druku).
- Harańczyk C. — Turmalinizacja skał paleozoicznych w okolicy Pilicy woj. krakowskie. *Prz. geol.*, 1975, nr 3.
- Helke A. — Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens. *Arch. Lagerstättenforsch.*, 1964, H. 66.
- Herz N., Sawu H. — Plate tectonics history of Romania. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1974, vol. 85.
- Hsü K. J. — Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 1971, vol. 233, Sept. 3.
- Janković S. — Metallogenic Epochs and Ore Districts of Eastern Serbia. *Carp. Balk. Geol. As. VII Congr. Pap. III*, 1965.
- Kockel F., Mollat H., Gundlach H. — Hydrothermally altered and (Copper) Mineralized Porphyric Intrusions in the Serbs-Macedonian massif (Greece). *Mineralium Deposita*, 1975, vol. 10, no. 3.
- Łaszkiwicz A. (ed.) — Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. T. 1, podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.* 1973, t. LXVIII.

25. Paulo A., Salamon W. — Przyczynek do znajomości złoża polimetalicznego w Starej Górze. *Kwart. geol.*, 1974, nr 3.
26. Peive A. V. — Oceanic crust of the geologic past. *Geotectonics*, 1969, no. 4.
27. Petrascheck W. E. — Kontinentalverschiebung: Zerteilung und Neuschaffung von Erzprovinzen. *Umschau*, 1972, H. 21.
28. Poubá Z. — Relations between iron and copper, lead-zinc mineralizations in submarine volcanic ore deposits in the Jeseníky Mts. Czechoslovakia. *IMA-IAGOD-TOKYO-70-Pap.*, 1971.
29. Pożaryski W. — Nowa tektonika glebu ziemskiego. *Prz. geol.*, 1971, nr 8—9.
30. Pożaryski W., Brochwicz W. — Rozwój poglądów na zagadnienia teorii tektoniki płyt. *Ibidem*, 1974, nr 10.
31. Ramović M. — Principles of Metalogeny. Sarajewo, University Geogr. Inst., 1968.
32. Ryan W. B. F. et al. — *Geotimes*, 1970, vol. 15, no. 12.
33. Schneiderhöhn H. — Złoża rud. *Wyd. Geol.*, 1962.
34. Sierra J., Ortiz A., Burkhalter J. — The Metallogenic Map of Spain. 24-th I.G.C., 1972, Sec. 4.
35. Smirnow W. I. — *Geologija poliezných iskopaljemych. Niedra, Moskwa*, 1969.
36. Smirnow W. I. Zony Benioffa i magmogenoje rudoobrazowanie. *Gieol. Rudn. Miestorožd.*, 1974, nr 1.
37. Stohl J., Koneczny J. — Banska Stiavnica ore deposit and its position within caldera. *IA-GOD-Varna IV-Symp.*, 1974, Abstr. 335—356.
38. Strand T. — The Scandinavian Caledonides a review. *Am. Journ. Sci.*, 1964, vol. 259.
39. Superceanu C. — Metallogenetische Provinzen Rumänians. *Z. angewandte Geol.*, 1967, H. 2.
40. Superceanu C. — The Eastern Mediterranean-Iranian Alpine Cu-Mo belt. *IMA-IAGOD-Tokyo-70*, 1971.
41. Szacki N. S., Bogdanov A. A., Muratov M. V. (Eds) — *Tectonique de l'Europa. Niedra, Moskwa*, 1964.
42. Twalczrelidze G. A. — Srawnitel'naja metallogeniczeskaja charakteristika kolczedannoj i miedno-porfirowo formacii. *Gieol. Rudn. Miestorožd.* 1975, nr 3.
43. Yovczev Y. et al. — Genetic types of the ore deposits in Bulgaria. *IAGOD-Sofia, Symp. Paper.*, 1974.
44. Znosko J. — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpaciejski. *Polski. Kwart. geol.*, 1962, nr 3.

Doc. dr hab. Czesław Harańczyk
 Uniwersytet Jagielloński
 Instytut Nauk Geologicznych
 30-063 Kraków, ul. Oleandry 2a

SUMMARY

In view of the lack of metallogenic studies of Europe from the angle of the modern mobilistic theories, the author undertook such studies making use of the previously presented classification of metal ore deposits. With the development of the mobilism theory the existing works of Petrascheck, Ramowicz, Bilibin and Szczegłowski have become at least partly outdated. The work of Gabelman and Krusiewicki presented at the last Geological Congress concerns mainly the area of north-western Europe. The new approach was the result of the recently elaborated detailed metallogeny of the particular countries and a revision of many widely spread views. This refers, first of all, to the area of the North Sea, the Mediterranean Sea, Spain, Balcan peninsula and the Central Europe. The new approach to metallogeny of Europe takes into account for the first time;

- (1) the principle of desintegration and agglomeration of the older metallogenic provinces;
- (2) the principle of synchronism of the development of metallogenic processes in various zones of lithosphere plates and of a new approach to metallogenic cycle;
- (3) general principles of the plate tectonics theory;
- (4) the first classification of metal ores deposits based on principles of the mobilism, earlier elaborated by the author.

For the first time in the metallogeny the existence of Benioff zone underneath the Central Europe in the Paleozoic times has been considered. Metallogenic development of the Mediterranean region has been analysed on the background of the movement of lithosphere plates (as reconstructed by Hsü and Herz for the Mediterranean Sea and the Balkans areas, respectively). Metallogeny of Benioff zone has been accepted according to Sawkins, with due consideration of Smirnow's interpretation concerning the Ural and Caucasus Mountains. The position of porphyry deposits is accepted after Sillitoe and the observations reported by Guild are taken into account in the characteristics of marginal zones of lithosphere plates.

The paper deals with the metallogeny of Europe from the Cambrian till the present. The lack of mobilistic reconstructions for earlier periods precluded taking into account the oldest metallogenesis. Two main metallogenic cycles are distinguished. The first cycle comprises the times of closing the oldest oceans (Posejdon and Tethys Oceans), that is it concerns the Caledonian and Variscan metallogenesis of earlier authors. The second cycle is synchronous with the development of the Atlantic, thus it concerns the Alpine and Laramic metallogenesis of earlier authors.

A map of development, agglomeration, desintegration and consumption of ancient lithosphere plates is given. Another map concerning metallogeny of Europe is elaborated using metallogenic symbols consistent with earlier classification of metal ore deposits. The last chapter of the paper presents conclusions and metallogenic prognoses following from this new approach to the metallogeny of Europe.

РЕЗЮМЕ

В геологии месторождений недостает разработки металлогении Европы с точки зрения современной теории мобилизма. В связи с этим автор предпринял исследование в этой области, в увязке с ранее разработанной классификацией рудных месторождений. Работы Петрашка, Рамовича, Билибина и Щеглова в значительной степени потеряли актуальность в свете теории мобилизма. Представленная на последнем Геологическом конгрессе работа Габельмана и Крусевицкого касается в основном северо-западной Европы. Важное значение имеют металлогенические анализы отдельных стран и пересмотр устаревших взглядов. Это касается, главным образом, зон Северного и Средиземного морей, Испании, Балкан и Центральной Европы. В разрабатываемом новом металлогеническом анализе Европы впервые учитываются:

1. Принцип дезинтеграции и агломерации древних металлогенических провинций,
2. Принцип синхронности развития металлогенических процессов в разных зонах плит литосферы и нового рассмотрения металлогенического цикла,
3. Общие принципы тектоники плит,
4. Первая классификация рудных месторождений, исходящая из мобилистических принципов.

Впервые в металлогеническом анализе учитывается наличие в палеозое зоны Бениоффа под Центральной Европой. Рассматривается металлогения средиземноморской зоны в увязке с миграцией плит литосферы, согласно Хсю, а в зоне Балкан,

согласно Герцу. Металлогения зоны Вениоффа анализируется по Саукинсу, с учетом взглядов Смирнова, касающихся Урала и Кавказа. Позиция меднопорфировых месторождений принята согласно Силито, а при рассмотрении краевых зон литосферных плит учитывались наблюдения Гилда.

В работе дан металлогенический анализ Европы начиная с кембрия. Из-за недостатка данных по металлогении более древних эпох, с точки зрения мобилизма, не было возможности осветить эти проблемы. Выделяются два основных металлогенических цикла. Первый охватывает период сокращения древних океанов и соответствует каледонской и герцинской эпохам, по предыдущим представлениям.

Второй цикл, синхронный с процессами развития Атлантики, ранее соответствовал альпийской и ларамийской эпохам.

К работе приложена карта развития, агломерации, дезинтеграции и поглощения ранее существовавших плит литосферы. Существенную часть работы представляет металлогеническая карта Европы, составленная согласно металлогеническим индексам ранее разработанной классификации рудных месторождений.

В заключительной главе сделаны выводы и проведено металлогеническое прогнозирование согласно с новым анализом металлогении Европы.