

METALLOGENIE UND GEOTEKTONISCHE PROZESSE

Ludwig BAUMANN

Sektion Geowissenschaften, Bergakademie Freiberg, Freiberg, Deutsche Demokratische Republik

Key-words: Geotektonische Prozesse als Grundlage der Metallogenie, Manteleinfluss, Stockwerk- und Stratiformtyp, Elementverschiebung

Der Autor behauptet, dass alle drei plattentektonische Hauptstadien metallogenetisch wichtig sind und eindentig oder sehr stark manteldeterminiert, sowohl für die Magmatite als auch für die Metalle. Dort wo eine Kommunikation des Mantels mit dem oberen Erdkrustenbereiche existiert, die Wahrscheinlichkeit für eine Lagerstättenbildung besteht. Manchmal wichtig sind aus Kontaminationen, palingene Assimilationen und Mobilisationen für die Metallisation. Autor hat auch gezeigt dass die elementverschiebung von ozeanischen zum Krustenbereich innerhalb Stockwerk- und Stratiformtyp anwesend sind.

Ključne riječi: Geotektonski procesi kao osnova metalogenije, Utjecaj omotača, Žični splet i stratiformni tip ležišta, Pomak elemenata

Autor tvrdi da su sva tri glavna stadija tektonike ploča važni u metalogenetskom smislu i da su jednoznačno ili vrlo jako determinirani omotačem i to u pogledu magmatita kao i u odnosu na metale. Sva gdje gdje postoji povezanost omotača s područjem gornjeg dijela zemljine kore, vjerovatnost je za tvorbu rudnih ležišta. Ponekad su važni i procesi kontaminacije, palingene asimilacije i mobilizacije za metalizaciju. Autor je također pokazao da je prisutan pomak sastava elemenata idući od oceanskog prostora ka kontinentalnoj kori i u štokverk tipu i u stratiformnom tipu rudnih ležišta.

Geotektonische Prozesse als Grundlage der Metallogenie

Die wichtigste Voraussetzung metallogenetischer Prozesse sind die geotektonischen Abläufe innerhalb der Erdkruste. Sowohl die Bildung der Lagerstätten als auch deren räumlich-zeitliche Verteilung in der Erdkruste werden wesentlich durch deren tektonisch-strukturelle Entwicklung bestimmt. Daraus ergibt sich als logische Schlussfolgerung, daß der Stand der geotektonischen Forschung maßgeblich die jeweilige genetische Lagerstättenklassifikation und die metallogenetische Analytik beeinflusst.

In den vergangenen Jahrzehnten erhielt die Geotektonik und damit auch die Metallogenie besonders durch die Plattentektonik wesentliche neue Impulse. Die plattentektonische Theorie hat bisher fast alle geologischen Teildisziplinen mehr oder weniger intensiv beeinflusst und es ist ganz natürlich, daß durch sie auch die lagerstättenbildenden und metallogenetischen Prozesse unter neuen Aspekten zu sehen und zu interpretieren sind.

»Klassische« Vorstellungen der Geotektonik und Lagerstättenbildung

In der ersten geotektonisch fundierten Lagerstättenklassifikation von Schneiderhöhn (1944), welche im wesentlichen auf den Erkenntnissen von Stille und Niggli ba-

sierte, wurde das Orogenstadium (mit seinem sauren orogenen und subsequenten Magmatismus) als das für die Lagerstättenbildung wichtigste geotektonische Entwicklungsstadium angesehen. Eine wesentlich geringere lagerstätten-genetische Bedeutung bekam das Geosynklinalstadium (mit seinem basischen Initialmagmatismus) zugewiesen.

Entsprechend der generellen Bedeutung, die man in dem geotektonischen System von Stille der Orogenese zuordnete, war es verständlich, daß das orogenetische Stadium auch als die Hauptbildungsphase von Lagerstätten angesehen wurde. Demgegenüber schätzte Schneiderhöhn das daran anschließende Tafelstadium (Kratonstadium) mit seinem finalen Magmatismus als weitgehend lagerstättensteril ein.

Trotz dieser Einschränkungen wurde in der Schneiderhöhn'schen Klassifikation erstmalig die metallogenetische Kausalkette »Geotektonik — Magmatismus — Lagerstätte« klar formuliert.

Die Auswertung der internationalen geophysikalischen und petrologischen Forschungsergebnisse brachte in den 50er und 60er Jahren insbesondere durch Borchert, Tröger und Oelsner eine entscheidende Aufwertung des Geosynklinalstadiums (mit basischen bis intermediären Initial- bis verlängert-initialem Magmatismus) für die Lagerstättenbildung (Borchert & Tröger, 1950; Borchert,

1957, 1960; Oelsner, 1959). Man klassifizierte nunmehr die endogenen Lagerstätten in Bildungen eines (simatisch-juvenilen) Mantelmagmatismus und eines (sialisch-paligenen) Krustenmagmatismus, wobei dem ersteren die wesentlich größere Bedeutung eingeräumt wurde.

Die gleichfalls in den 60er Jahren sich bereits andeutenden Umorientierungen in der Geotektonik (IGCPs; erste plattentektonische Vorstellungen) sowie die zunehmend auftretenden Unstimmigkeiten und Abweichungen in den lagerstättengenesischen Systemen (z. B. mehrere Mineralisationszyklen in einem Orogen; Problematik der »regenerierten« Lagerstätten; Nachweis von endogenen Lagerstätten ohne Beziehung zu einem Magmatismus; unterschied-

liche strukturelle und stoffliche Lagerstätten-typen in den geotektonischen Einheiten) machten die Aufrechterhaltung der bestehenden Klassifikationsysteme immer schwieriger.

Das plattentektonische System und metallogenetische Prozesse

Wesentlich für die Interpretation der metallogenetischen Vorgänge auf der Basis der sich neu formierenden Plattentektonik ist deren zyklische Entwicklung (Wilson, 1965, 1968 a, b, 1969; Dewey, 1969), die neuerdings in einem modifizierten Ablauf zu sehen ist (B a u m a n n, 1984). Danach sind vier Bildungsstadien mit jeweils zwei (insgesamt acht) Entwicklungsstadien zu unterscheiden (Bild 1):

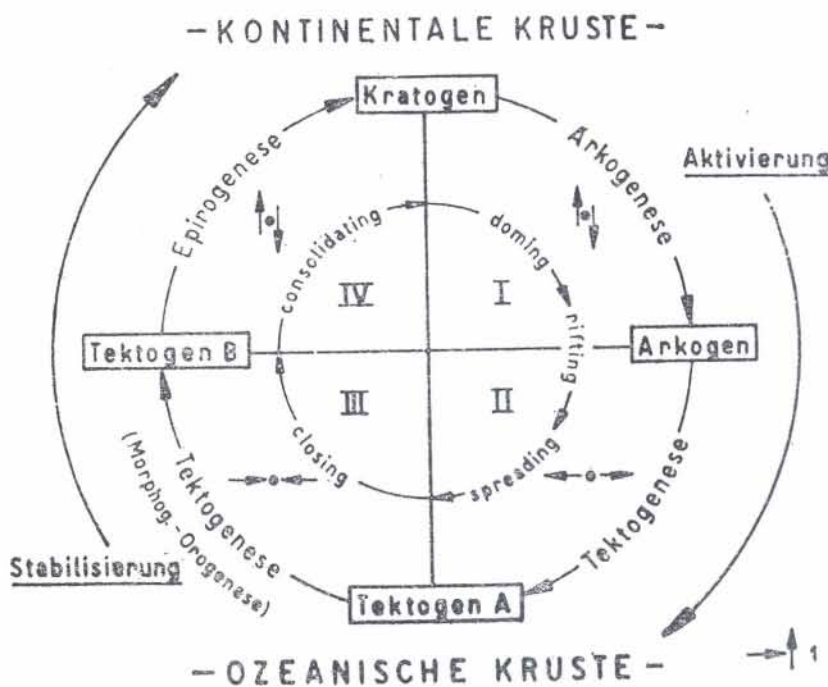


Bild 1

Der Ablauf eines plattentektonischen Zyklus mit den vier Großstadien:

I — Arkogenese; II — Tektogenese A (Geosynklinalbildung); III — Tektogenese B (Orogen/Morphogenbildung); IV — Epirogenese

1 — bevorzugte Plattenbewegungsrichtungen (horizontal, vertikal)

- (I) *Aktivierungsetappe* (Arkogenese) mit dem
 - Aufwölbungsstadium (»doming«) mit einfacher Taphrogenese
 - Riftstadium (»rifting«; »Embryonal-Typ« nach Wilson) mit komplexer Taphrogenese
- (II) *Tektogenese-Etappe A* (»spreading«; Eugeosynklinalbildung) mit dem
 - Frühen Driftstadium (Aulakogenentwicklung; »Rotes Meer-Typ«)
 - Reifestadium (= Spätes Driftstadium; »Atlantik-Typ«)
- (III) *Tektogenese-Etappe B* (»closing«; Orogenbildung) mit dem
 - Subduktionsstadium (= Resorptionsstadium; »Pazifik-Typ«)
 - Schließstadium (»Mittelmeer-Typ«)

- (IV) *Stabilisierungsetappe* (Epirogenese) mit dem
 - Narbenstadium (= Geschlossenes Stadium; »Himalaja-Typ«)
 - Ruhestadium (= Konsolidationsstadium; »Kraton-Typ«)

Aus diesem plattentektonischen Zyklus ist zu erkennen, daß die Kinematik der tektonischen und damit auch der metallogenetischen Prozesse horizontal als auch vertikal orientiert ist. Dabei sind die im wesentlichen horizontal gerichteten Vorgänge der Etappen (II) und (III) bevorzugt mit ozeanischer Kruste verknüpft, die vorwiegend vertikal gerichteten Vorgängen der Etappen (I) und (IV) bevorzugt mit der kontinentalen Kruste. In einem großen dialektischen Wechselspiel sind die »mobilistischen«

und »fixistischen« Prozesse in einem einzigen geotektonischen Zyklus vereint (Baumann, 1984).

Jedes plattentektonische Entwicklungsstadium wird durch einen bestimmten Strukturmechanismus und von kausal dadurch bedingten Prozessen des Magmatismus, der Sedimentation, der Metamorphose und der Lagerstättenbildung charakterisiert. Im Folgenden werden für die Entwicklungsstadien II und III einige neue Erkenntnisse angeführt.

1. Spreading-Zone und metallogenetischer Prozeß (Etape II)

Die Spreading-Zone ist durch das Auseinanderdriften der während der Riftung entstandenen Plattenteile gekennzeichnet. Innerhalb einer sich ständig ausdehnenden Weitzungszone (»Rotes Meer-Typ« → »Atlantik-Typ«) führt der Spreading-Prozeß zur Bildung neuer ozeanischer Kruste. Dabei kommt es im Bereich der entstandenen mittelozeanischen Rücken einschließlich ihrer Transformstörungen zu ständigen magmatischen Prozessen und damit verknüpften Erzmineralisationen. So kann man heute bereits von einer spezifischen Metallogenie der ozeanischen Rift-Rücken-Zonen sprechen. Ihre Gesamterstreckung von ca. 30 000

km, deren größter Anteil ozeanisch ist, unterstreicht deren Bedeutung.

Die erzführenden Bereiche sind nach den bisherigen Untersuchungen in allen Ozeanen der Erde verbreitet, wobei eine bevorzugte Bindung an die ozeanischen Rift-Rücken zonen und die zugehörigen Transformstörungen erkennbar ist (Bild 2). Bekannte Beispiele derartiger Erzvorkommen sind im

- Roten Meer: Atlantik-Tief, Discovery-Tief;
- Indik: Carlsberg Rücken, Marie Celeste F. Z.;
- Atlantik: MAR, Famous Region, TAG, Romanche F. Z.;
- Pazifik: Banu Wuhu, Matupi, Challenger, Amph. D, Bauer-Tief, Hess-Tief, Galapagos Mounds, Cyamex, Baja California, Salton Sea; Juan de Fuca-Rücken (N-Pazifik);
- Mittelmeer: Vulcano, Santorini, Troodos/Cypern (Kreide).

Zum Erzbildungsprozeß selbst ergeben sich im Bereich der ozeanischen Rücken einige interessante Untersuchungsergebnisse und Erkenntnisse (Baumann, 1984; Marchig & Gundlach, 1987):

a) Der schematische strukturell-lithologische Aufbau der ozeanischen Rücken zonen läßt bereits einige *metallogenetische Zusammenhänge* erkennen (Bild 3):

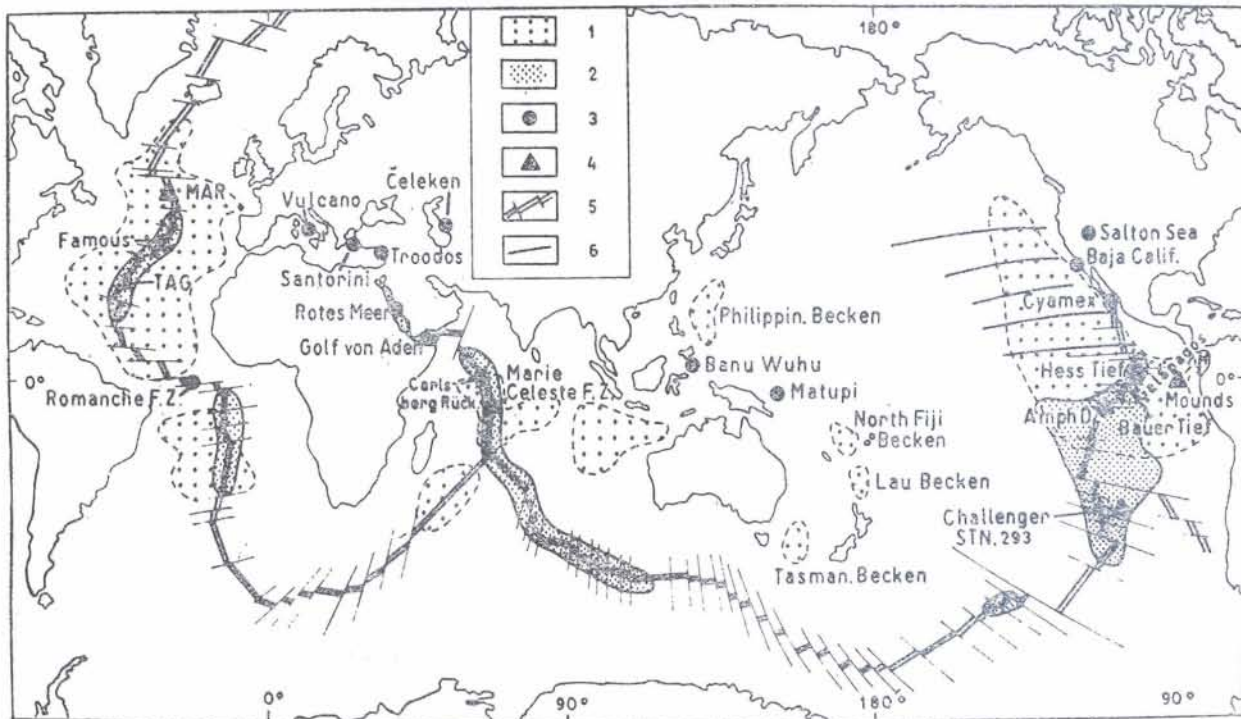


Bild 2 Die Verteilung der endogenen metallhaltigen Sedimente (Erzschlämme) in den Ozeanen und ihre wichtigsten »Lagerstätten« (zusammengestellt nach Meylan u. a. 1981; Bäcker 1980)

- 1 — polymetallhaltige Basalsedimente; 2 — Fe-Mn-reiche Sedimente der MOR; 3 — Erz-»Lagerstätten« (mächtige, polymetallische Erzablagerungen, -imprägnationen und massive Sulfidlager); 4 — Mn-Fe-Inkrustationen; 5 — mittelozeanische Rückenzone; 6 — Transformstörungen

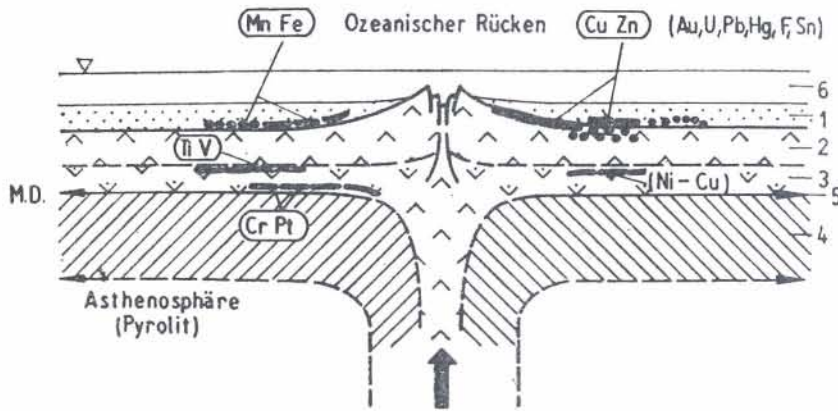


Bild 3

Ozeanische Rückenzone (spreading-Zone) mit den wichtigsten Gesteinsformationen und Lagerstättenbildungen der ozeanischen Kruste (modifiziert aus Baumann 1978)

1 — marine Sedimente (Krustenlage 1); 2 — tholeiitische Basalte und Dolerite (Krustenlage 2; ORT = ocean ridge tholeiites); 3 — gabbroide Gesteine (Krustenlage 3); 4 — Ultrabasite (Peridotite und andere) = »Untere Lithosphäre«; 5 — Mohorovičić-Diskontinuität; 6 — mariner Bereich

— im *Liegenden* befinden sich Gesteine des Oberen Mantels (Peridotite) und der Unteren ozeanische Kruste (Gabbroide) mit intramagmatischen Vererzungen von Cr-Pt des podiformen/»orogenen« Typs (die spreading-Dynamik erklärt die charakteristische tektonische Konzentrierung dieses Typs), weniger Ni-Cu und Ti-Fe; diese Bildungen entsprechen denen des Ophiolitkomplexes der klassischen Eugeosynklinale;

— im *Hangenden* bilden sich Gesteine der Oberen ozeanischen Kruste (tholeiitische Basalte und Dolerite), verbunden mit z. T. umfangreichen Metallzufuhren, die teils als Imprägnations- und Trumbildungen, teils als Exhalationen (Erzschlämme) in und auf den älteren Krustengesteinen ausgeschieden sind; die häufigsten Metalle sind Cu (bis 6%), Zn (bis 30%), Pb, Ag, Hg; Mn, Fe, Ni, Co, Cr, V sowie U, Th, Zr, Sn (!), Li und Be. Daraus ergeben sich drei bemerkenswerte Schlußfolgerungen:

1. geochemisch zeigt sich, daß in den Rücken-zonen neben den charakteristischen sog. »siderophilen« Elementen auch die Zufuhr einer ganzen Reihe von »chalkophilen« und »lithophilen« Elemente stattgefunden hat, d. h. der Ursprung letzterer Elemente ist hier nicht in einem kontinentalen Krustenbereich zu suchen sein;

2. die überlagernden jüngeren Meeressedimente zeigen in einzelnen Horizonten gleichfalls noch erhöhte Gehalte dieser Elemente, d. h. es kann hier kein kurzzeitiges oder zufälliges Ereignis vorliegen, sondern es muß eine langanhaltende, metallogenetisch fixierte Elementzufuhr stattgefunden haben;

3. die Mineralisationen liegen zum Teil als kompakte Erztrümer und -imprägnationen in den Ultrabasiten und Basiten vor, in der Schwerrefraktion der Bodensedimente wurden außerdem, z. T. in erheblichen Mengen, Apatit, Fluorit, Turmalin, Topas und Baryt gefunden, d. h. vom Auftreten und vom paragenetischen Inventar handelt es sich nicht um »abnormale« Bildungen.

Der Nachweis dieser umfangreichen stoffkonzentrierenden Prozesse außerhalb der kontinentalen Kruste bringt eine wesentliche Erweiterung der bisherigen regionalen metallogenetischen Vorstellungen.

b) Die naheliegende Vermutung eines Zusammenhangs zwischen der *Divergenzrate der Rücken* und dem Umfang der *Erzbildung* konnte neuerdings weitgehend bestätigt werden (Marchig & Gundlach, 1987). Als Indikator dafür zeigten sich die tholeiitischen Basaltlaven (MORB = »mid-ocean-ridge basalt«). Quellen die Laven am Meeresboden langsam aus, indem sie durch relativ geringmächtige Bruchstrukturen gepreßt werden, so kommt es zur Bildung von »Pillow-Laven« (Kissen-Laven). Fließen dagegen große Lavamengen relativ rasch aus weiten Öffnungsstrukturen, dann entstehen »Sheet-Laven« (Schicht-Laven), die z. T. Senken in den Riftgräben ausfüllen können. Pillow-Laven deuten somit auf niedrige Divergenzraten und Vererzungen, Sheet-Laven dagegen auf hohe Raten.

c) Die *tektonischen Bewegungen* in den Rücken-zonen führen zur Bildung unterschiedlicher Spaltensysteme in den basischen und ultrabasischen Gesteinen; deren Streichen ist bevorzugt parallel der Divergenzzone. Die jüngsten Spalten sind prädestiniert für hydrothermale Aktivitäten; durch sie kommt es

— zum Aufstieg azsenderer metallhaltiger Lösungen

— zur Bildung deszsenderer Lösungen durch Reaktion zwischen den noch heißen Basaltgesteinen und eindringendem Meerwasser mit Herauslösung von Metallionen.

Die günstigsten tektonischen Voraussetzungen für die Bildung von Vererzungsgebieten haben die Kreuzungsbereiche der Rücken-zonen mit den Transformstörungen (Bild 2).

Bezüglich der strukturell-stofflichen Entwicklung derartiger Vererzungsgebiete gelang es Bäcker u. a. (1985) im S-Pazifik einen zyklischen Ablauf nachzuweisen: Eruptivphase mit Rückenbildung — Tektonische Phase mit

bevorzugter Spaltenbildung und zentraler Grabenbildung — hydrothermale Erzbildungsphase; eine neue Eruptivphase überdeckt dann die alten Mineralisationen und es beginnt wieder ein neuer Zyklus.

d) *Metallogenetische Prozesse*: Bezüglich der Lösungszufuhren spricht man heute von einem eigenen *Hydrothermalsystem der Riftzonen*. Dabei können die Hydrothermen ihrer Herkunft nach

- aszendend (juvenil) und
- deszendend (lateral) sein.

Im ersteren Fall erfolgt die Zufuhr der Lösungen als Differentiationsprodukte direkt aus den basischen Magmen des Oberen Mantels, im zweiten Fall erfolgt ein Eindringen von Meerwasser in die abkühlenden Basaltgesteine (über Abkühlungsklüfte bis auf einige km tief) sowie eine Aufheizung und chemische Reaktion mit dem Basalt. Dabei kommt es zur Bildung einer Montmorillonit-Illit-Fazies. Die Mg- und Hydroxyl-Ionen stammen dabei aus dem Wasser, die Si- und Al-Ionen aus dem Basalt. Der Hydroxyl-Ionenentzug aus dem Wasser bewirkt eine pH-Wert-Erniedrigung bis zu 3,5. Dadurch wird eine verstärkte Auslaugung von Metallen aus den Basalten ermöglicht (vor allem Mn, Fe, Zn, Cu). Parallel dazu erfolgt durch das Fe^{2+} des Basalts eine Reduzierung des Sulfatanteils im Wasser zu Sulfid.

Der *Austritt* der konzentrierten Thermallösungen kann am Meeresboden sowohl diffus (submarine Hydrothermalfelder) als auch konzentriert an bestimmten Stellen erfolgen. Im Thermalfeld des Ostpazifischen Rückens erreichen z. B. die heißesten Wässer Temperaturen über $350^{\circ}C$ (bei einer Dichte = $0,65 g/m^3$); nur auf Grund des hohen hydrostatischen Drucks bleiben sie im flüssigen Zustand. Beim submarinen Austritt der Lösungen kommt es zu zwei unterschiedlichen Erscheinungsformen:

— »Black smokers«; ihre schwarze Färbung erhalten sie durch feindisperse Fe- und Mn-Hydroxidausfällungen (durch Vermischung der Lösungen mit dem O_2 -haltigen Meerwasser); neben Fe und Mn sind auch Polymetallsulfide beteiligt (Fe, Cu, Zn, Pb u. a.);

— »White smokers«; bei diesen wurden die Metalle bereits als stockwerkartige Klufthüllungen in den oberen Basaltbereichen abgesetzt, so daß nur noch Ca- und SiO_2 -reiche Restlösungen submarin austreten (u. a. Bildung weißer Gipskriställchen); den »Black smokers« analoge Erzsulfidbildungen sind hier nur als stockwerkartige Klufthüllungen vorhanden.

Die mit sehr hohen Geschwindigkeiten austretenden submarinen Thermalwässer (bis 5 m/sec) bilden über den Austrittsstellen kaminförmige Ausscheidungsröhren (»chimneys«,

»pipes«), die bis zu einige Dutzend im Höhe erreichen können. Es konnte nachgewiesen werden, daß ein einzelner Kamin nur ca. 1000 Jahre aktiv bleibt, während das gesamte Thermalfeld mehr als 1 Mio Jahre tätig sein kann.

Durch die Vermischung der aufsteigenden Hydrothermallösungen mit dem kalten Ozeanwasser kühlen diese allmählich ab und werden wieder alkalischer. Die gelösten Substanzen scheiden sich dann in der Reihenfolge ihrer Löslichkeit aus. Hierbei zeigen sich folgende Erscheinungen:

— Bei den »Black smokers« kommt es zur unmittelbaren Ausscheidung feinkörniger Metallsulfide, die über den Ausströmungsstellen die erwähnten kaminförmigen Schlote aus massiven Sulfiden (+ Anhydrit) bilden. Die Hauptmineralisation besteht aus Pyrit, Chalkopyrit und Sphalerit.

— Unmittelbar nach den Metallsulfiden kommt es noch zur Abscheidung eines feinen gelben Materials, welches nach neueren Untersuchungen (im Lau Basin; v. Stackelberg u. a., 1985) vorwiegend aus Nontronit besteht. Diese gelben Hydrothermalsedimente befinden sich stets in der Umgebung aktiver Thermalgebiete und bilden somit auffällige Indikatoren für submarine Erzbereiche.

— Die letzte Etappe bringt eine Überdeckung dieser gelben Hydrothermalsedimente durch dunkle MnO_2 -Ablagerungen. Die Ursache ist, daß es in einiger Entfernung von den hydrothermalen Austrittsstellen zur Ausscheidung von gemengten Mn- und Fe-Hydroxiden kommt (meist als koagulierte Gele). In der Regel sind diese Hydrothermalausscheidungen wesentlich umfangreicher als die vorgegangenen und auch über größere Meeresbereiche verteilt. Die Verbreitungsrate dieser Hydroxide kann gleichfalls als ein Indikator für die Erzbildungsaktivität in den Rücken zonen angesehen werden.

e) Es wird angenommen, daß auch in der abschließenden Hydrothermaletappe noch Sulfide zur Abscheidung gelangten, jedoch noch bevor die Lösungen den Meeresboden erreichten (zu geringe Temperaturen). *Innerhalb der Basaltgesteine* kommt es dabei zu charakteristischen *Stockwerkvererzungen*. Voraussetzung: Erhöhung des pH-Wertes durch Verdünnung der Hydrothermalwässer mit Meerwasser infolge eines »kleinen Wasserkreislaufes« unter dem Meeresboden, t-Abnahme; dies dokumentiert eine allmähliche Rückwanderung der Erzabscheidungszone aus dem submarinen Bereich in das Liegende, d. h. in die basischen bis ultrabasischen Rückengesteine.

f) *Hydrothermale Biotope*: Als Besonderheit sei noch auf die hohe Konzentration einer Fauna im Bereich der hydrothermalen Lösungsaustritte hingewiesen, die insbesondere im Bereich des Galapagos-Rückens zu beobachten ist

(Lonsdale, 1977). Die erhöhten Temperaturen und die gelösten Inhaltsstoffe gestatten ein reiches chemo-autotrophes Bakterienleben, auf dem sich eine spezifische Nahrungskette aufbaut, die nicht vom Sonnenlicht als Energiequelle abhängig ist: Röhrenwürmer (Riftia-Würmer), Anemonen, Mollusken, Benthische Organismen, Muscheln, Krabben u. a. Teile dieser Organismen können als bevorzugte Abscheidungsgrundlage der sulfidischen und oxydischen Erzbildungen dienen (z. B. Röhrenwürmer).

Abschließend läßt sich feststellen, daß die Rückenvererzungen in drei Hauptstrukturformen auftreten können:

- als stratiforme Lager (bevorzugt mit Mn- und Fe-Oxiden) über den Rückengesteinen;
- als fossile Erzkamine und -pipes auf den basischen Gesteinen (Haymon u. a., 1984; Oudin u. a., 1984; Banks, 1985);
- als Stockwerkmineralisationen (Imprägnationen, Trümer) in den basischen bis ultrabasischen Gesteinen.

2. Subduktionszone und einige metallogenetische Vorgänge (Etappe III)

Der Subduktionsvorgang ist durch einen Closing-Prozeß mit umfangreichen Kompressionsvorgängen in beiden Krustentypen sowie durch die Resorption ozeanischer Kruste (unter Neubildung von kontinentaler Kruste) bestimmt (»Pazifik-Typ« → »Mittelmeer-Typ«). Kennzeichnend für den Subduktionsbereich ist eine geneigte seismische Zone (»Benioff-Zone«), die tief in den Oberen Mantel hineinreicht und Anlaß zu umfangreichen strukturellen und stofflichen Aktivitäten ist (»pazifische« Randstrukturen mit Tiefseeegräben, Mélange, Zwischenseen, Vulkangürtel, Zwischenbecken bzw. Randmeeren, kontinentalen Randvulkanketten u. a.). Damit verbunden sind eine Fülle von tektonischen, lithologischen und lagerstättenbildenden Prozessen, die es auch hier erlaubt, von einer spezifischen Metallogenie der Subduktionszonen zu sprechen.

Aus den mannigfaltigen Problemstellungen, die z. Zt. hier im Vordergrund stehen, sind zwei Vorgänge metallogenetisch besonders beachtenswert:

- a) der Wechsel der Subduktionsformen (vom Inselbogen- zum Andentyp);
- b) Charakter und Verteilung von Stockwerk-lagerstätten im Bereich der Subduktionszone.

Zu a). Die zwei wichtigsten Subduktionsformen sind bekanntlich der »Anden-Typ« und der »Inselbogen-Typ«. Beide Typen weisen ein breites Spektrum an Lagerstätten auf (Baumann, 1978, 1984). Dabei sind die auftretenden Metallkonzentrationen abzuleiten;

- vom Mantelmagmatismus (Cr, Ti, Fe, Ni, Cu): bevorzugt innerhalb der verschuppten »Mélange« in Hangenden der Subduktionszone (z. B. alpinotype Lagerstätten), teils evtl. durch direkte Zufuhr in den Zwischenseen;
- von den partiellen Aufschmelzungen der subduzierten ozeanischen Kruste mit den darin enthaltenen Metallen (in der Reihenfolge nach Sillitoe (1972): pelagische Sedimente mit Fe, Me, \pm Cu; basaltisch-gabbroide Kruste — niedrige Schmelzfraction mit Cu, Mo, Au; — höhere Schmelzfraction mit Zn, Pb, Ag und Sn; z. T. in den back arc basins;
- von palingenen, z. T. kontaminierten Schmelzen aus der kontinentalen Kruste und den darin teils assimilierten, teils mobilisierten Metallen (z. B. Pb, Zn, Sb, Ag).

Verkörpern die ersten beiden Fälle Bildungen einer eigenen metallogenetischen Provenienz, läßt der letztere Fall Erscheinungen einer zunehmenden metallogenetischen Vererbung erkennen.

Auf Grund des unterschiedlichen Subduktionsvorganges (Unterschiebung ozeanischer Kruste/Überschiebung kontinentaler Kruste) und der dadurch bedingten verschiedenen Morphologie haben beide Subduktionsformen auch jeweils eine eigene strukturelle und stoffliche Charakteristik. So treten strukturell im Anden-Typ bevorzugt intrakrustale Lagerstätten in Erscheinung (Stockwerkimprägnationen, Metasomatite, Gänge), im Inselbogen-Typ treten dazu noch epikrustale (lagerförmige, stratiforme) Bildungen.

Stofflich läßt die räumliche Verteilung der Lagerstätten sowohl im Inselbogen- als auch im Anden-Typ eine ausgezeichnete metallogenetische Zonalität erkennen (mehrere Teilgürtelzonen parallel zur Küstenlinie; Sillitoe, 1972, 1976).

Ein nicht seltener und metallogenetisch komplizierter Fall ist der Wechsel der Subduktionsform im Verlauf des Resorptionsprozesses. So hatte z. B. der Andenbereich zunächst Inselbogencharakter. Als stationärer Außenrand der Gondwanaplatte erfolgte eine Unterschiebung der pazifischen Kruste (Bild 4); im Gefolge dessen kam es im Zeitraum Obertrias-Untertrias zur Ausbildung eines vulkanischen Inselbogens mit Vortiefe und Randbecken einschließlich dazugehöriger Metallkonzentrationen (Fe, Cu, Au-Mo). Mit der Entstehung der Spreading-Zone des Atlantik (Kreide) wurde der W-Rand der driftenden Südamerikaplatte zum andinen Randgebirgstyp umgestaltet.

Aus diesem Wechsel der Subduktionsformen ergeben sich zwei metallogenetische Teilprovinzen, die sich überlagern. Vermutlich ist die me-

tallogenetische spezifik der Andenprovinz mit ihrem Reichtum an bestimmten Metallen (Cu, Au, Mo) auf diesen spezifischen Werdegang zurückzuführen (Bild 4).

Zu b). Ein wichtiger Problemkreis ist die Einflußnahme des Subduktionsprozesses auf die Bildung und Verteilung der sog. Stockwerk-lagerstätten (disseminated-, porphyry-, Imprägnationstyp). Die Cu-Mo-Stockwerk-lagerstätten können an Hand einer petrochemischen Kennziffer $K_{57,5}^*$ des magmatischen Wirtsgesteins klassifiziert werden (Bild 5). Während die alkalifreien Magmatite aus der Frühphase der Subduktion bevorzugt Cu-(Au-)Lagerstätten führen (= copper porphyries), sind die mit zu-

nehmender Subduktion auftretenden Kalkalkali-Gesteine verstärkt Mo-führend (Endako-Typ $\approx 0,25\%$ Mo; + Cu, Au). Als stark Cu-betonte Parallelentwicklungen sind die Cu-Mo-Lagerstätten vom Typ Chuquicamata, Cananea und Bingham zu nennen. Den Übergang zu den Alkaligesteinen bildet der Climax-Typ ($\approx 0,3\%$ Mo; + W, Sn, Zn) und der Nogal Peak-Typ ($\approx 0,2\%$ Mo; + Sn, W, Bi, Zn, Pb, Ag). Mit zunehmender Polymetallführung zeigt letzterer mit seinen Syenit- und Monzonitstöcken erste Anzeichen intrakontinentaler Rift-Grabenbildungen. Für letztere sind dann die reinen Sn-Porphyrer (+ W, Bi, Polymetalle) besonders charakteristisch (z. B. Erzgebirge).

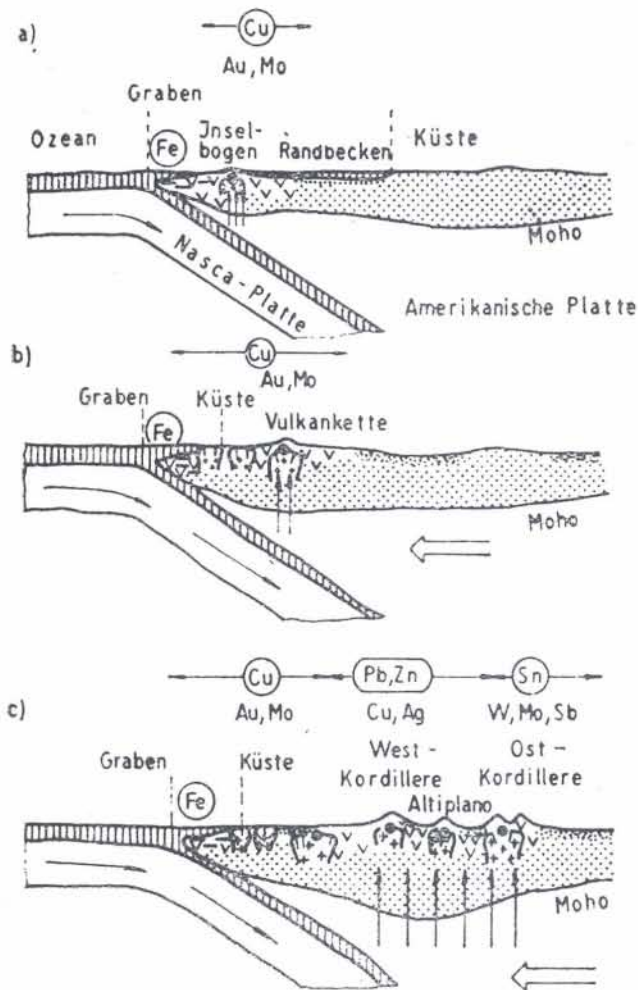


Bild 4 Schematische Profile der Subduktionszone im Bereich der Zentralanden (nach Sillitoe 1976); a) Zeitraum Obere Trias — Unterjura (Inselbogentyp); b) Zeitraum Alttertiär (Andentyp); c) Zeitraum Jungtertiär

Die Profile lassen deutlich den Osttrend der metallogenetischen Entwicklung erkennen. Sie zeigen weiterhin die räumliche Verteilung der Lagerstättentypen, die Herausbildung der metallogenetischen Gürtel sowie die starke extensive Erweiterung der magmatisch-metallogenetischen Aktivitäten im Jungtertiär.

Zusammenfassung

1. Jede der drei endogen beeinflussten Hauptstadien des plattentektonischen Zyklus (Aktivierung-, Spreading- und Subduktionsstadium) sind metallogenetisch besonders ausgeprägt und charakterisiert.

2. Von der drei plattentektonischen Hauptstadien ist metallogenetisch das Spreading-Stadium eindeutig manteldeterminiert, das gilt sowohl für die Magmatite als auch für die Mineralisationen (Metalle); für die Subduktionszone ist der Manteleinfluß überwiegend, für die Aktivierungszone noch sehr stark.

3. Daraus läßt sich schlußfolgern, daß der Mantel i. w. S. metallogenetisch die höchste Potenz aufweist; das bedeutet, daß dort, wo eine Kommunikation des Mantels in obere Erdkrustenbereiche gewährleistet ist (Tiefenstörungen, Lineamente, Kreuzungszonen, Schlote, mit Magmen- und/oder Lösungsaufstieg), auch die größte Wahrscheinlichkeit für eine Lagerstättenbildung besteht (metallogenetischer Hauptindikator).

4. Neben den genannten Hauptprozessen sind Kontaminationen, palingene Assimilationen und Mobilisationen (regenerierte Lagerstätten) in der Subduktions- und Aktivierungszone nicht auszuschließen.

5. Die beiden wichtigsten Lagerstättenstrukturen sind der Stockwerk- und Stratiformtyp. Sie treten, wenn auch in unterschiedlichen Anteilen, in der Spreading-, Subduktions- und Aktivierungszone auf. Innerhalb dieser drei Hauptstadien haben sie jeweils eine große ökonomische Bedeutung.

6. Stofflich treten innerhalb der beiden Lagerstättenstrukturen vom ozeanischen in Rich-

* Der Wert $K_{57,5}$ kennzeichnet den K_2O -Prozentgehalt einer Magmenseerie mit 57,5% SiO_2 . Er liegt bei Kalkalkali-Gesteinen zwischen 1,5 bis 2,5 und bei Alkali-Gesteinen zwischen 4,0 bis 6,0; Übergangstypen zeigen Werte zwischen 2,5 bis 4,0.

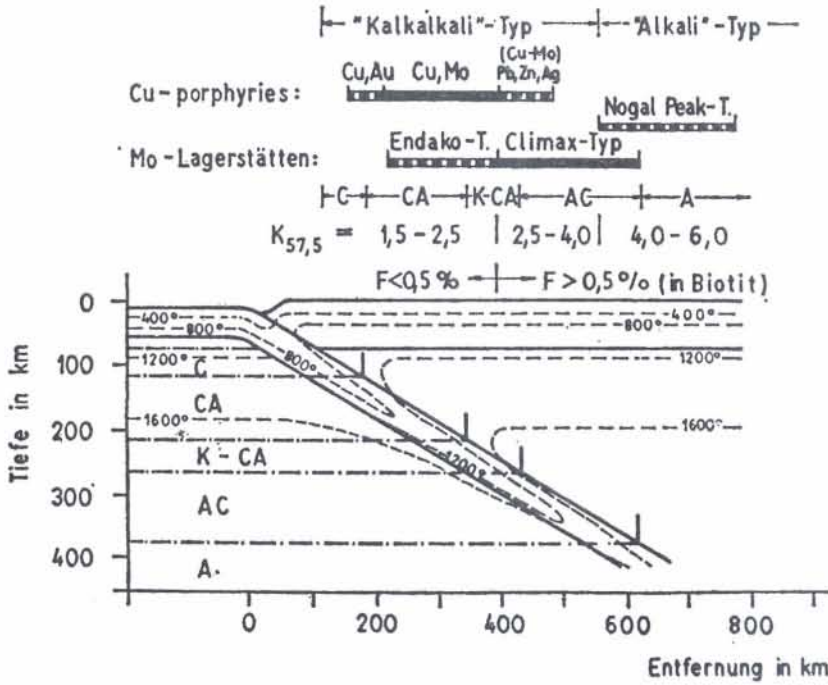


Bild 5

Die genetischen Beziehungen zwischen Mo-Imprägnationslagerstätten, Cu-porphyrines und Magmatiten der Subduktionszone (nach Westra & Keith 1981; Geothermenverlauf nach Töksöz u. a. 1971)

Magmentypen: C — kalkig; CA — kalkalkalisch (Granodiorite, Granite); K-Ca — kalibetont kalkalkalisch; AC — alkalischkalkig (Rhyolithe, Latite); A — alkalisch (Syenite, Leukogranite) K_{57,5} — K₂O-Prozentgehalt einer Magmenserie bei 57,5% SiO₂; F — Fluorgehalt

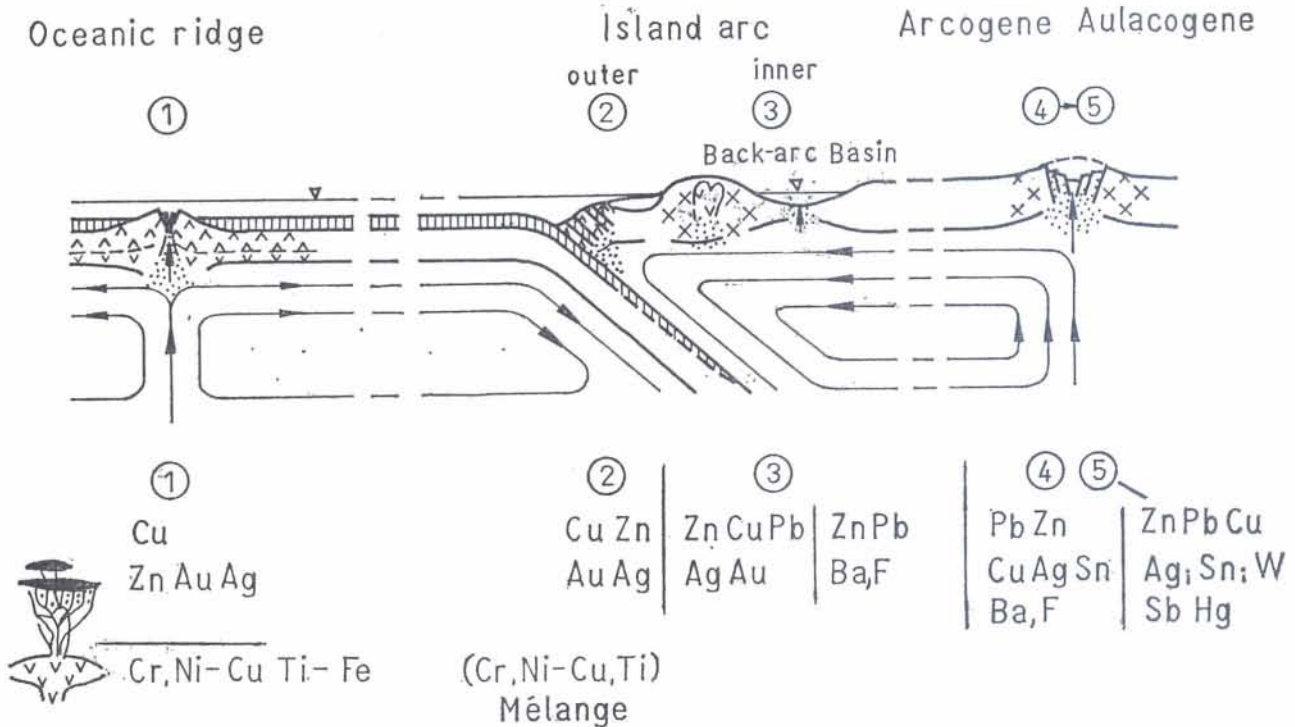


Bild 6 Die Lagerstättenstrukturen und Elementverschiebungen vom ozeanischen zum kontinentalen Krustenbereich (Spreading-, Subduktions- und Aktivierungszone)

tung zum kontinentalen Krustenbereich bestimmte gesetzmäßige Elementverschiebungen auf (Bild 6).

Summary

1. Each of the three endogenic influenced main stages of the plate tectonic cycle (activa-

tion, spreading and subduction stage) is characterised in a special metallogenetic way.

2. The spreading stage is the only one of the abovementioned three plate tectonic stages being well mantle-defined. This is true as far as magmatic rocks and mineralisations (metals) are concerned. The influence of the mantle on the subduction zone is predominant and the

influence on the activation zone is still very intensive.

3. It can be concluded that the mantle (in its broad sense) shows the highest metallogenetic possibility; this means that the highest probability for the formation of ore deposits (main metallogenetic indicator) can be expected in those places where a communication of the mantle in upper zones of earth's crust (deep structures, lineaments intersection zones, pipes, with magma and/or solution rise) is guaranteed.

4. Beside the above-mentioned main processes contamination processes, paligen assimila-

tions and mobilizations (resurrected deposits) in the subduction and activation zone can't be excluded.

5. The two most important structures of deposits are the stockwork type and the stratiform type. They appear — though in different proportions — in the spreading, subduction and activation zone. Within these three main stages each has a different economic importance.

6. Within both deposit types there are some regular element slidings from oceanic to continental crust zone (fig. 6).

Received: 23. XII. 1988.

Accepted: 6. II. 1988.

LITERATUR

- Bäcker, H. (1980): Erzschläme. *Geol. Jahrb.*, 38, 77—108, Hannover
- Bäcker, H., Lange, J. & Lettau, O. (1985): Metallogenesis along accreting plate boundaries: recent results from the East Pacific Rise and the Galapagos Rift. Vortrag 75. Tagung der Geologischen Vereinigung: »Geologie der Ozeane«, Kiel
- Banks, D. A. (1985): A fossil hydrothermal worm assemblage from the Tynagh lead-zinc deposit in Ireland. *Nature*, 313, 128—131, London
- Baumann, L. (1978): Zur Bedeutung der Plattentektonik für die Metallogenie-Minerogenie. *Z. geol. Wiss.*, 6 (11), 1357—1377, Berlin
- Baumann, L. (1984): Die Zyklizität in der Plattentektonik und in den zugehörigen metallogenetischen Prozessen. *Z. geol. Wiss.*, 12 (2), 141—173, Berlin
- Borchert, H. (1957): Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 91, 541—572, Stuttgart
- Borchert, H. (1960): Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. *Freib. Forsch. H.*, C 79, Akademie-Verlag, 8—61, Berlin
- Borchert, H. & Tröger, E. (1950): Zur Gliederung der Erdkruste nach geophysikalischen und petrologischen Gesichtspunkten. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 62 (2), 101—126, Leipzig
- Dewey, J. F. (1969): Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to Andean-type. *Earth planet. sci. letters*, 6, 189—197, Amsterdam
- Haymon, R. M., Koski, R. A. & Sinclair, C. (1984): Fossils of hydrothermal vent worms from Cretaceous sulfide ores of Samail Ophiolite, Oman. *Science*, 223, 1407—1209, Washington
- Lonsdale, P. (1977): Clustering of suspension feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at oceanic spreading centers. *Deep-Sea Research*, 24, 857—863, London
- Marchig, V. & Gundlach, H. (1987): Ore Formation at Rapidly Diverging Plate Margins Results of Cruise GEOMETEP 4, *BGR Circular*, 4, 3—22, Hannover
- Meylan, M., Glasby, G. P., Knedler, K. E. & Johnston, J. H. (1981): Metalliferous deep-sea sediments. In: Wolf, K. H. (Ed.): Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. Part III, Vol. 9, Regional Studies and Specific Deposits. Elsevier Sci. Publ. Comp. 75—178, Amsterdam
- Oelsner, O. (1959): Zur Frage der sekundärhydrothermalen und regenerierten Lagerstätten im Sinne SCHNEIDERHÖHNs. *Z. angew. Geol.*, 5 (7), 282—288, Berlin
- Oudin, E. & Constantinou, G. (1984): Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits. *Nature*, 308, 349—353, London
- Schneiderhöhn, H. (1944): Lehrbuch der Erz-lagerstättenlehre, G. Fischer Verlag, Jena
- Sillitoe, R. H. (1972): Relation of Metal Provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 813—818, Boulder (Colorado)
- Sillitoe, R. H. (1976): Andean Mineralization: a model for the metallogeny of convergent plate margins. In: Strong, D. F. (Ed.): Metallogeny and Plate Tectonics. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, 14, 59—100, Montreal
- Stackelberg, U. (1985): The shipboard scientific party: Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centres in the Southwest Pacific. *BGR Circular*, 2, 3—14, Hannover
- Westra, G. & Keith, St. B. (1981): Classification and Genesis of Stockwork Molybdenum Deposits. *Econ. Geol.*, 76, 844—873, Lancaster
- Wilson, J. T. (1965): A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343—347, London
- Wilson, J. T. (1968a): Static or mobile earth: the current scientific revolution. *Proc. Am. Phil. Soc.*, 112 (3), 309—347
- Wilson, J. T. (1968b): A revolution in earth science. *Geotimes*, 13 (10), 10—16, Washington
- Wilson, J. T. (1969): Static or mobile earth: the current scientific revolution. *Tectonophysics*, 7 (5/6), 600—601, Amsterdam

Metalogenija i geotektonski procesi

L. Baumann

Svaki od tri endogeno utjecajnih glavnih stadija ciklusa tektonike ploča (aktivacija, širenje i subdukcijski stadij) su metalogenetski naročito izraženi i karakterizirani.

Od tri glavna stadija tektonike ploča stadij širenja oceanskog dna je jednoznačno određen omotačem (plaštom), što vrijedi isto tako za magmatite kao i za mineralizaciju (metale); za zonu subdukcije utjecaj omotača je pretežan, a za zonu aktivizacije još uvijek vrlo jak.

Iz izloženog može se zaključiti da omotač u širem smislu pokazuje metalogenetski najviši potencijal; što znači da tamo gdje je uspostavljena komunikacija omotača s gornjim pojasom zemljine kore (duboki poremećaji, lineamenti, zone ukrštavanja, cijevi s ascendentnom magmom ili mineralnim otopinama)

postoji i najveća vjerovatnost za stvaranje rudnih ležišta.

Osim navedenih glavnih procesa ne isključuju se kontaminacije, palingene asimilacije i mobilizacije (regenerirana ležišta) u zonama subdukcije i aktivacije.

Dvije najvažnije strukture rudnih ležišta jesu štokverkovi (žični spletovi) i stratiformni tipovi. Oni se javljaju, iako u različitom udjelu, u zonama širenja, subdukcije i aktivacije. Unutar ta tri glavna stadija imaju oni svakako veliko ekonomsko značenje.

U pogledu tvarnog sastava javlja se unutar obje strukture rudnih ležišta zakonomjeran pomak elementata idući od oceanskih pojasa prema pojasu kontinentalne kore (sl. 6).