

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,  
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

# **Ložiska Fe-oxidických rud mědi a zlata (IOCG) a srovnání s mineralizací na ložisku Kombat v Namibii**

Bakalářská práce

Nikola Denisová



Vedoucí bakalářské práce: Jiří Zachariáš  
Konzultant: Bohdan Kříbek

Praha 2011

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval/a samostatně a že jsem uvedl/a všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 23. 5. 2011

Nikola Denisová

Děkuji doc. RNDr. Bohdanu Křibkovi, DrSc. a RNDr. Jiřímu Zachariášovi, Dr. za pomoc při psaní této bakalářské práce. Doc. RNDr. Bohdanu Křibkovi, DrSc děkuji za seznámení s ložiskem Kombat a za poskytnutí materiálů a nábrusů z ložiska.

## Obsah

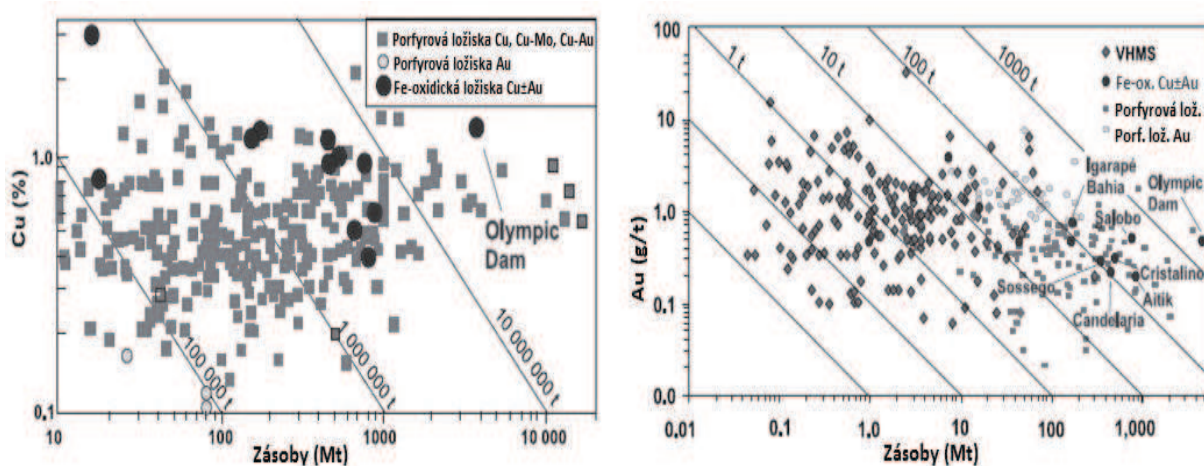
1.	ÚVOD	1
2.	Fe-OXIDICKÁ LOŽISKA MĚDI A ZLATA	2
2.1	Geologie a rozmístění Fe-oxidických ložisek mědi a zlata	2
2.2	Klasifikace Fe-oxidických ložisek Cu±Au	3
2.3	Geostrukturní pozice Fe-oxidických ložisek Cu±Au	4
2.4	Stáří mineralizace	4
2.5	Rudní tělesa, jejich tvar a velikost	5
2.6	Minerální parageneze a sukcese	5
2.7	Hydrotermální alterace	6
2.8	Geochemické složení rud	7
2.9	Fluidní inkluze a typy hydrotermálních roztoků	7
2.10	Isotopy S a O	9
2.11	Fyzikálně-chemické podmínky a genetický model vzniku Fe-oxidických ložisek mědi a zlata	11
2.11.1	Magmatický model	11
2.11.2	Nemagmatické modely	12
2.12	Srovnání Fe-oxidických ložisek Cu±Au s ložisky porfyrového typu	14
3.	FE-OXIDICKÁ- CU SULFIDICKÁ MINERALIZACE NA LOŽISKU KOMBAT V NAMIBII	15
3.1	Geologické poměry	15
3.2	Strukturní poměry	16
3.3	Ložisková tělesa	18
3.4	Typy rud a minerální parageneze	19
3.4.1	Parageneze	19
3.5	Minerální sukcese	20
3.6	Okolorudní alterace	22
3.7	Fyzikálně-chemické podmínky vzniku mineralizace	22
3.8	Geneze zrudnění	22
4.	SROVNÁNÍ MINERALIZACE NA LOŽISKU KOMBAT V NAMIBII S Fe-OXIDICKÝMI LOŽISKY MĚDI A ZLATA	24
5.	POUŽITÁ LITERATURA	27
PŘÍLOHA 1		
MIKROSKOPICKÉ STUDIUM NÁBRUSŮ Z LOŽISKA KOMBAT V NAMIBII		I

## 1. ÚVOD

V ložiskové geologii se v posledních 20 letech objevuje termín „Iron oxide copper gold deposits“ (IOCG). Tento termín byl poprvé použit Hitzmanem et al. v roce 1992. V české odborné literatuře zatím ekvivalentní termín pro tento anglický výraz chybí, v následujícím textu je proto používán český výraz Fe-oxidická ložiska mědi a zlata. Studium ložisek tohoto typu se zabývala řada autorů. V Austrálii bylo nejpodrobněji studováno ložisko Olympic Dam (souborně viz Oreskes a Einaudi, 1992; Bastrakov a Skirrow, 2007) a další ložiska podobného typu (Ernest Henry, Osborne, Starra; Williams a Pollard, 2003; Fisher a Kendrick, 2008). V oblasti And se studiu Fe-oxidických ložisek mědi a zlata věnovali zejména Sillitoe (2003) a Chiaradia et al. (2006), v Kanadě Hunt et al. (2007) a Corriveau (2007). Ložiska tohoto typu se vyznačují přítomností kovů jak v oxidické (magnetit, hematit), tak v sulfidické vazbě (sulfidy železa, mědi a dalších kovů).

Fe-oxidická ložiska mědi a zlata jsou hospodářsky významná, jsou na ně vázány značné zásoby obou kovů. Ložisko Olympic Dam je například čtvrtým největším ložiskem mědi a zlata se zásobami 3810 Mt rudy, při obsahu 1,1% Cu, 0,5 g/t Au a 0,4 kg/t  $U_3O_8$  (Corriveau, 2007; obr. 1). Dalšími významnými ložisky tohoto typu jsou ložiska Salobo (789 Mt, 0,96% Cu, 0,52 g/t Au) a Cristalino (500 Mt, 1% Cu, 0,3 g/t Au) v Brazílii, ložiska Manto Verde (600 Mt, 0,5% Cu, 0,1 g/t Au) a Candelaria (470 Mt, 0,95% Cu, 0,22 g/t Au) v Chile nebo ložisko Phalabowra (850 Mt, 0,5% Cu) v Jihoafrické republice (Corriveau, 2007; Groves et al., 2010). Obsahy mědi se na Fe-oxidických ložiscích mědi a zlata zpravidla pohybují mezi 0,7 a 1,5%, obsahy zlata mezi 0,1 a 0,6 g/t (Groves et al., 2010; obr. 1).

Cílem této bakalářské práce je shrnout základní informace o geologii, mineralogii, strukturní pozici a geochemii Fe-oxidických ložisek mědi a zlata a srovnat tento typ ložisek s ložiskem Kombat v Namibii. Ložisko Kombat se svým charakterem Fe-oxidickým ložiskům mědi a zlata podobá zejména přítomností kovů současně v oxidické (magnetit) i sulfidické vazbě (chalkopyrit, bornit).



Obr. 1: Zásoby a kovatost Cu a Au Fe-oxidických ložisek Cu±Au, porovnání s ložisky porfýrového typu a ložisky masivních sulfidů ve vulkanitech (VHMS). Převzato z Corriveau (2007).

## 2. Fe-OXIDICKÁ LOŽISKA MĚDI A ZLATA

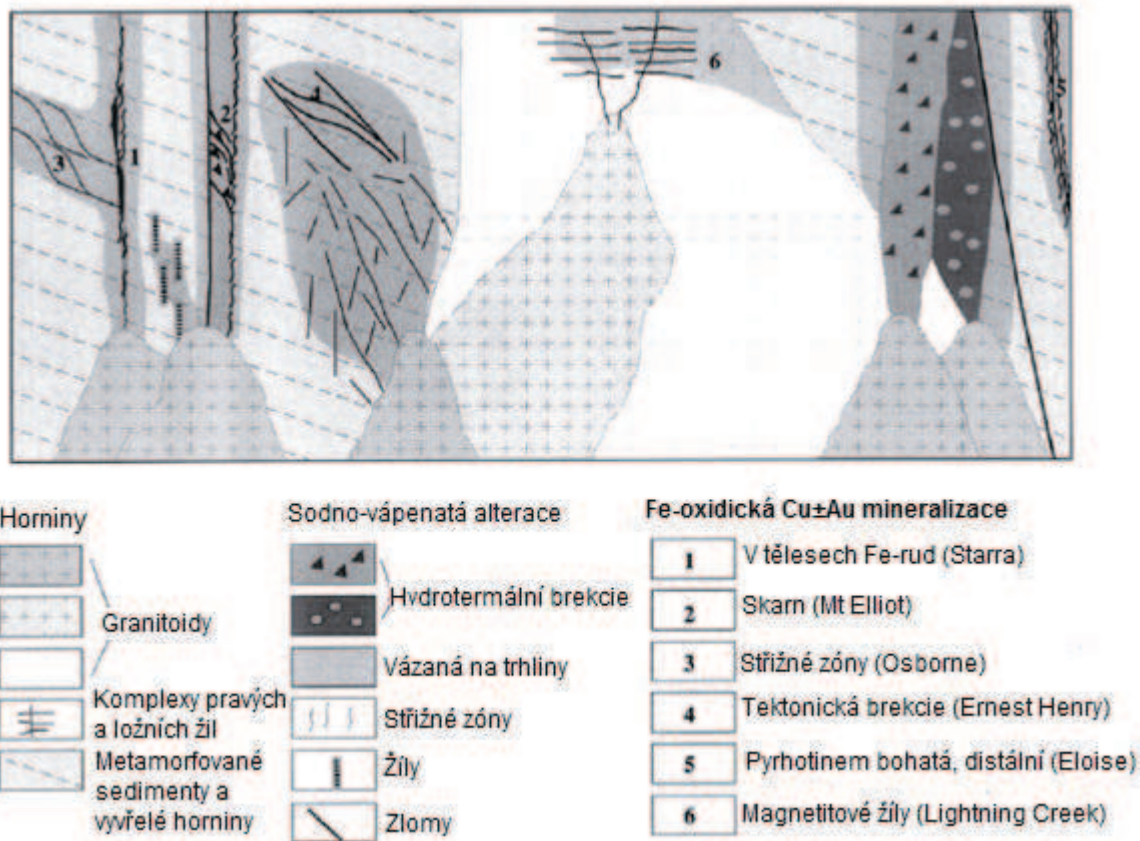
### 2.1 Geologie a rozšíření Fe-oxidických ložisek mědi a zlata

Fe-oxidická ložiska Cu±Au jsou rozšířená v mnoha zemích, hlavními oblastmi jejich výskytu jsou Austrálie, Kanada, Skandinávie a Jižní Amerika (Peru, Chile a Brazílie). V Austrálii se ložiska vyskytují ve třech geologických doménách: (1) v oblasti Tennant Creek, (2) v oblasti gawlerského kratonu a provincii Curnamona a (3) v oblasti Cloncurry (Williams a Pollard, 2001). Ložiska v oblasti Tennant Creek (Pecko, Warrego) se nachází ve zvrásněných drobách a felsických vulkanitech paleoproterozoického stáří, ložisko Olympic Dam v gawlerském kratonu a ložiska v provincii Curnamona jsou vázána na paleoproterozoické granitoidní horniny, ložiska v revíru Cloncurry se nacházejí v metamorfovaných horninách dvou paleoproterozoických pokryvných sekvencí, do nichž intrudovaly granitoidy (Williams a Pollard, 2001). Významnými ložisky v této oblasti jsou Ernest Henry, Eloise, Osborne a Starra (Williams a Pollard, 2001). Příklady různých typů australských Fe-oxidických ložisek Cu±Au jsou uvedeny na obrázku 2.

V Kanadě se Fe-oxidická ložiska Cu±Au vyskytují ve dvou oblastech: v rámci magmatické zóny Great Bear a v paleoproterozoické superskupině Wernecke (Corriveau, 2007; Hunt et al., 2007). V magmatické zóně Great Bear, která představuje vulkanicko-plutonický kontinentální oblouk paleoproterozoického stáří, se nachází ložisko NICO, které leží v amfibol-magnetit-biotitových rulách a ložisko Sue Dianne, které se váže na brekcie diatremového komplexu (Corriveau, 2007). Ložisko Werneckeské brekcie v Yukonském teritoriu se nachází paleoproterozoické superskupině Wernecke – v jemnozrnných pískovcích, dolomitech a vápencích metamorfovaných ve facii zelených břidlic. Ložisko je vázáno na tělesa brekcií, která vznikla na zlomech, střížných zónách a na litologických rozhraních (Hunt et al., 2007).

Významným skandinávským Fe-oxidickým ložiskem Cu±Au je ložisko Aitik v severním Švédsku. Ložisko se nachází v metamorfovaných intermediálních vulkanitech a klastických sedimentech, je vázáno na zlomy a střížné zóny (Hunt et al., 2007).

V Brazílii se nachází metalogenetická provincie Carajás s mnoha Fe-oxidickými ložisky Cu±Au, z nichž nejvýznamnější je ložisko Salobo (Hunt et al., 2007). Ložiska se vyskytují v Carajáské pánvi, jejíž výplň tvoří vulkanosedimentární a siliciklastické horniny paleoproterozoického stáří (Hunt et al., 2007). Ložiska v jižním Peru a severním Chile jsou součástí vulkanického oblouku z období jury a spodní křídy. Jedno z největších ložisek v této oblasti, Candelaria v severním Chile, je vázáno na andesitové lávové proudy a brekcie a na nadložní vápence s polohami evaporitů (Sillitoe, 2007; Hunt et al. 2007).



Obr. 2: Schematické znázornění různých typů Fe-oxidických ložisek Cu±Au v Austrálii v závislosti na typu okolních hornin a charakteru struktur kontrolujících zrudnění. Z obrázku je patrné, že je mineralizace doprovázena výraznou sodno-vápenatou alterací. Převzato z Pollarda (2000).

## 2.2 Klasifikace Fe-oxidických ložisek Cu±Au

Podle vztahu k intruzím magmatických hornin lze skupinu Fe-oxidických ložisek Cu±Au rozdělit do tří hlavních podskupin (Hunt, 2007).

I. **Magmatická Fe-oxidická** ložiska Cu±Au jsou časově a prostorově spjata s magmatickými komplexy a s jejich hydrotermálním doprovodem. Podle Grovese et al. (2010) lze Fe-oxidická ložiska Cu±Au magmatického typu definovat takto:

- (1) při jejich vzniku hrály významnou úlohu magmatické procesy a s nimi spjata hydrotermální aktivita,
- (2) na ložiska tohoto typu jsou vázány průmyslově významné zásoby mědi a zlata,
- (3) pozice ložisek je výrazně určována strukturálními prvky. Jedná se zejména o křehká a duktilní pásma deformací, typické jsou různé typy brekcií,
- (4) pro ložiska jsou typické rozsáhlé zóny převážně sodno-vápenatých alterací, které jsou velmi často prostorově spjata s brekciemi,
- (5) alterované okolní horniny mají nízký obsah SiO<sub>2</sub> (dochází k hydrotermální desilicifikaci)
- (6) ložiska jsou bohatá oxidy a silikáty Fe s nízkým obsahem Ti.

Magmatická Fe-oxidická ložiska Cu±Au jsou většinou malá, ale bohatá užitkovými prvky. Příkladem může být ložisko Eloise v Austrálii (Corriveau, 2007).

**II. Nemagmatická Fe-oxidická ložiska Cu±Au** vznikla z vysoce salinních nemagmatických roztoků, mohou být menší až středně velká. Obsah užitkových prvků je variabilní. Příkladem může být ložisko Werneckerké brekcie v Kanadě (Hunt et al., 2007). Časový a prostorový vztah nemagmatických ložisek s intruzemi je neztetelný.

**III. Hybridní Fe-oxidická ložiska Cu±Au** se nachází mezi těmito dvěma typy, vznikla kombinací magmatických a nemagmatických procesů. Tato ložiska jsou poměrně velká, ale obsah užitkových prvků je většinou nízký. Příkladem mohou být ložiska Olympic Dam a Ernest Henry v Austrálii (Hunt et al., 2007).

Corriveau (2007) rozdělila Fe-oxidická ložiska Cu±Au podle charakteru mineralizace na jednotlivé typy, které nazvala podle nejvýznamnějších ložisek:

(1) Ložiska typu Olympic Dam jsou vázána na brekcie v granitech. Jedná se o komplexní rudy, které jsou velmi často časově a prostorově spjaty s oxidy Fe (tj. oxidické rudy Fe i sulfidická mineralizace tvoří součást jednoho mineralizačního procesu).

(2) Pro ložiska typu Cloncurry je typické, že je hydrotermální Cu±Au mineralizace vázána na již existující tělesa oxidů Fe (například na vulkanosedimentární nebo sedimentární akumulace železných rud nebo na Fe-skarny). Tato ložiska jsou většinou vázána na zlomy, střížné zóny nebo na jejich bezprostřední okolí. K tomuto typu ložisek patří ložiska z rudního revíru Cloncurry – Starra, Ernest Henry a ložisko Salobo v Brazílii.

(3) Ložiska typu Kiruna obsahují velmi málo mědi a zlata – jsou to monometalická magnetit-apatitová ložiska s nízkými obsahy Ti a V. Typická pro tento druh ložisek je rozsáhlá sodná nebo sodno-vápenatá alterace okolních vulkanických nebo plutonických hornin. Kromě ložisek z rudního revíru Kiruna ve Švédsku se k tomuto typu řadí ještě některá andská ložiska, například El Romeral nebo El Algarrobo v Chile (Corriveau, 2007).

(4) Ložiska typu Phalabowra jsou ložiska bohatá magnetitem, která jsou vázána na alkalicko-karbonatitové intruze. Ložisková tělesa se nacházejí v silně fenitizovaných zónách a obsahují apatit, který často obsahuje značné množství vzácných zemin. Ložisko Phalabowra je jedno z mála ložisek tohoto typu, které má vysoký užitkový obsah Cu v rudě (0,5% Cu, Groves a Vielreicher, 2001).

(5) Ložiska typu Bayan Obo mají na rozdíl od ložisek typu Phalabowra nízký obsah Cu a Au. Jsou bohaté magnetitem a REE ± Nb a souvisí s distálními intruzemi alkalicko-karbonatitových komplexů (Corriveau, 2007).

### **2.3 Geostrukturní pozice Fe-oxidických ložisek Cu±Au**

Obecně jsou tato ložiska vázána na okraje archaických kratonů (perikratonní mineralizace) nebo se vyskytují v intrakontinentálním riftovém prostředí nebo i v rámci kontinentálních oblouků. V rámci oblouků jsou vázána na extenzní nebo transtenzní struktury, tj. na úzké (neúplné) rifty nebo na dlouhodobě aktivní zóny křehké až duktilní deformace (Corriveau, 2007; Hunt et al., 2007). Ložiska Candelaria a Aitik se například nachází v obloukovém až zaobloukovém prostředí nad subdukující deskou, zatímco ložiska v pánvi Carajás a ve Werneckerkých brekciích vznikala v kontinentálních riftech (Hunt et al., 2007).

### **2.4 Stáří mineralizace**

Fe-oxidická ložiska Cu±Au lze rozdělit podle stáří vzniku mineralizace na dvě skupiny: na ložiska, která vznikla v období paleoproterozoika až spodního mesoproterozoika (1,9 – 1,4 Ga, Williams a Pollard, 2002), a ložiska která vznikla od mesozoika až do terciéru (Sillitoe, 2003). K starším, paleoproterozoickým ložiskům patří výše zmíněná ložiska v Austrálii (stáří ložiska Olympic Dam je 1,59 Ga, určeno U-Pb metodou na zirkonech; Hunt et al., 2007), v Kanadě a ve Švédsku. U proterozoických ložisek lze pozorovat jistou periodicitu jejich vzniku (perioda 500 – 700 Ma), která



podle Grovese et al. (2010) souvisí se vznikem a zánikem superkontinentů. Podle stejných autorů tato ložiska vznikala zhruba 100 – 200 Ma po vzniku superkontinentu.

Mladší ložiska mesozoického a terciárního stáří jsou zastoupena chilskými a peruánskými ložisky, kde lze rozeznat dvě hlavní metalogenetická období: střední až svrchní jura (170 – 150 Ma) a spodní křída (130 – 110 Ma). Spodnokřídového stáří je například i významné ložisko Candelaria v Chile (115 Ma, Sillitoe, 2007).

## 2.5 Rudní tělesa, jejich tvar a velikost

Velikost Fe-oxidických ložisek  $Cu\pm Au$  se může pohybovat od 0,5 do 1 km směrné délky, některá ložiska však dosahují délky až několika kilometrů; šířka se pohybuje od desítek do několika set metrů (Corriveau, 2007). Morfologie rudních těles je velmi variabilní. Může se jednat o trubkovitá nebo nálevkovitá tělesa (ložisko Olympic Dam), o prstencovitá tělesa (ložisko Sossego v metalogenetické provincii Carajás), nebo o tabulární tělesa (ložisko Candelaria; Kerrich et al., 2000). Nejrozšířenějšími jsou však tělesa žilná nebo nepravidelná, vázaná na polohy brekcií (Sillitoe, 2003). Žíly mohou být 1 až 5 km dlouhé a 2 až 30 m široké, souvislé úseky rudy lze sledovat do hloubky okolo 500 m, ojediněle až do hloubky 700 m. Žilné roje tvoří až několik desítek žil na ploše až několika desítek čtverečních kilometrů (Sillitoe, 2003). Zrudněné brekcie jsou tvořeny angulárními až subangulárními klasty; jejich velikost se pohybuje od milimetrových úlomků až po bloky o velikosti desítek metrů. Brekcie se většinou vyskytují podél zlomových zón a jednotlivých zlomů, případně paralelně s vrstevnatostí nebo s intruzivními kontakty (Corriveau, 2007). Brekcie mohou být tektonického nebo hydrotermálního původu (Sillitoe, 2003) a mohou vznikat jak v blízkosti povrchu, tak i ve větších hloubkách (až do 10 km pod povrchem; Groves et al., 2010). Tělesa mineralizovaných Werneckeských brekcií například vznikala hydrotermální brekciací podél zlomů, ve střížných zónách a podél litologických kontaktů (Hunt et al., 2007). Kromě brekcií a žil se mohou rudní tělesa vyskytovat jako žilníky, diatremy, čočky, konkordantní nebo diskordantní masivní deskovitá tělesa anebo jako vtroušená mineralizace v okolních horninách a v okolí rudních těles (Corriveau, 2007). Většina Fe-oxidických ložisek  $Cu\pm Au$  je kombinací několika typů rudních těles: brekcií, žilníků, žil a vtroušené mineralizace (Sillitoe, 2003).

## 2.6 Minerální parageneze a sukcese

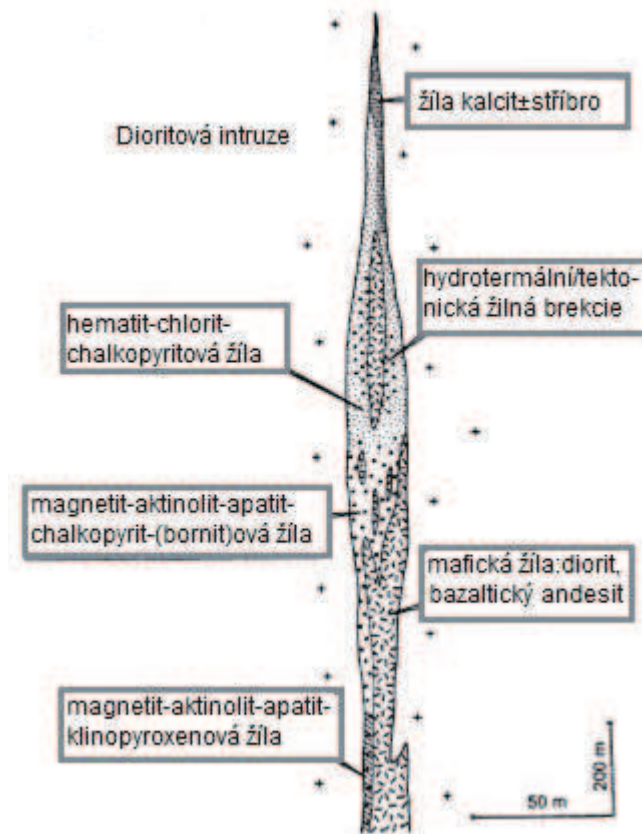
Hlavními rudními minerály Fe-oxidických ložisek  $Cu\pm Au$  jsou oxidy železa (magnetit s nízkým obsahem Ti, hematit – spektarit a martit) a sulfidy mědi a železa (chalkopyrit, bornit, chalkozín, pyrit). Méně častými minerály vyskytujícími se na ložiskách jsou Ag-, Cu-, Ni-, Co-, U-arsenidy, autunit, bastnezit, bismutinit, brannerit, britholit, carrolit, kobaltin, coffinit, kovelín, digenit, florencit, löllingit, malachit, molybdenit, monazit, pyrhotin, sulfosole, uraninit, xenotim, bismut, měď, stříbro a zlato, Ag-, Bi- a Co-telluridy (Corriveau, 2007). Žilovinu na Fe-oxidických ložiscích  $Cu\pm Au$  tvoří převážně albit, K-živce, sericit, karbonáty (kalcit, siderit, ankerit, dolomit), chlorit, křemen, amfibol, pyroxen, biotit, vermikulit a apatit (bohatý F anebo REE). Jako akcesorické minerály se vyskytují allanit, baryt, epidot, fayalit, fluorit, granát, monazit, perovskit, flogopit, rutil, skapolit, titanit a turmalín (Corriveau, 2007).

Magnetit zpravidla vzniká v raných fázích mineralizace ve větších hloubkách, hematit se ukládá v blízkosti povrchu (Marschik a Fontboté, 2001). Některé magnetitové žíly přecházejí v menších hloubkách do žil hematitových (Sillitoe, 2003; obr. 3). Žíly magnetitu obsahují navíc aktinolit, biotit a křemen, místy apatit, klinopyroxen, granát, hematit a K-živce. Hematit v žilách doprovází sericit, chlorit, K-živce nebo albit a někdy hrubě zrnitý kalcit anebo ankerit. Oba druhy žil obsahují chalkopyrit a malé množství pyritu, někdy je chalkopyrit doprovázen bornitem (Sillitoe, 2003). Obsahy zlata jsou zpravidla vyšší v hematitových než v magnetitových žilách (Sillitoe, 2003).

Sulfidická mineralizace, tvořená převážně pyritem a Cu-sulfidy je ve srovnání s oxidickou Fe-mineralizací většinou mladší, v některých případech se však vznik obou typů mineralizace časově

překrývá (Sillitoe, 2003). Hlavní rudní minerály sulfidické mineralizace, tj. chalkopyrit ± bornit, se vyskytují v blízkosti nebo přímo v polohách starších oxidů Fe. Oxidická i sulfidická mineralizace se většinou prostorově překrývají jen částečně (Barton a Johnson, 2004). Obsah mědi se v některých žilných systémech snižuje s hloubkou a tím, jak se zvyšuje obsah pyritu a pyrhotinu. Porudní žíly často obsahují fluorit, baryt, siderit, hematit a sulfidy (Corriveau, 2007). V některých žilách se v pozdních mineralizačních fázích objevuje sfalerit a galenit (Sillitoe, 2003).

Důležitým znakem Fe-oxidických ložisek Cu±Au je desilicifikace okolních hornin (rozpuštění křemene). Rovněž horninotvorné silikáty jsou běžně zatlačovány magnetitem (Kerrich et al., 2000).



Obr. 3: Idealizovaný vertikální řez žilnou strukturou s Fe-oxidickou Cu±Au mineralizací v dioritech (na příkladu chilských a peruánských ložisek). V hloubkách se nachází masivní magnetit, směrem vzhůru stoupá podíl Cu-sulfidické mineralizace, v mělkých částech žil dominuje hematit. Ve svrchních částech struktur se může objevovat hrubozrnný kalcit s Ag-mineralizací, převzato ze Sillitoea (2003).

## 2.7 Hydrotermální alterace

Důležitým znakem Fe-oxidických ložisek Cu±Au jsou rozsáhlé zóny alterací. Corriveau (2007) rozlišuje tři typy alterací: (1) sodno-vápenatou, (2) železnatou a železitou a (3) draselnou alteraci.

(1) Sodno-vápenatá alterace je na uvedených ložiscích nejstarší a je zpravidla nejrozsáhlejší. Alterační zóna, která se projevuje silnou albitizací, dosahuje šířky více než 1 km (Corriveau, 2007), Barton a Johnson (2004) uvádí plošný rozsah sodno-vápenaté alterace u Fe-oxidických ložisek Cu±Au na desítky až stovky kilometrů čtverečních. Minerální asociaci tvoří albit, aktinolit, chlorit ± karbonát (Barton a Johnson, 1996). V případě, že jsou okolní horniny bohaté vápníkem, vznikají při sodno-vápenaté alteraci okolních hornin Fe bohaté granát-klinopyroxenové skarny (Corriveau, 2007). V rudním revíru Cloncurry se sodno-vápenatá alterace překrývá s polohami brekcí (Pollard, 2001). Vznik brekcí spojuje Pollard (2001) s procesem odmišení magmatických fluid na dvě složky: na

hypersalinní H<sub>2</sub>O fluida a na plynnou fázi bohatou CO<sub>2</sub>. Podle stejného autora prudké uvolnění CO<sub>2</sub> (a tedy zvýšení tlaku) vedlo ke vzniku brekcií, které pak byly následně alterovány hypersalinními H<sub>2</sub>O fluidy za vzniku albitu a dalších sodno-vápenatých minerálů.

(2) Mladší, železato-železitou, fázi alterace charakterizuje vznik magnetitu a hematitu, Fe-karbonátů (siderit, ankerit) chloritu a amfibolu (Corriveau, 2007) anebo biotitu (Marschik a Fontboté, 2001).

(3) Sulfidické zrudnění je spjato s draselnou alterací, kde převažuje K-živce, v některých případech (například na ložisku Olympic Dam) i sericit (Corriveau, 2007). V rámci draselných alterací se objevují žíly a prožilky K-živce a hematitu, monominerální hematitové prožilky nebo žíly a prožilky tvořené hematitem, sericitem, chloritem a karbonáty společně s Fe-Cu sulfidy a minerály U a REE (Skirrow a Walshe, 2002). Dalšími běžnými minerály objevujícími se v malém měřítku v alterační zóně jsou křemen, fluorit, baryt, karbonát, ortoklas, epidot a turmalín (Corriveau, 2007). Na Fe-oxidických ložiskách Cu±Au magmatického typu se objevuje vysokoteplotní draselná alterace s minerální asociací biotit±K-živce, která doprovází sulfidické zrudnění (Barton a Johnson, 1996).

Pozdní (porudní) alterace je převážně karbonátová (Hunt et al. 2007).

## 2.8 Geochemické složení rud

Prvkové asociace na Fe-oxidických ložiscích Cu±Au jsou velmi různorodé, zaleží na typu ložiska. Nejvýznamnější prvkové asociace jsou Fe-Cu-Au, Fe-Cu-Au-U-Ag-REE, Fe-P a Fe-REE-Nb (Corriveau, 2007). Z minoritních prvků jsou nejčastěji zastoupeny Ag, As, Co, F, Mo, Nb, Ni, P a U (Kerrick et al., 2000). Vzhledem k velmi variabilním prvkovým asociacím Fe-oxidických ložisek Cu±Au jsou proto při geochemické prospekci zaměřené na tento typ zrudnění sledovány zejména obsahy Fe, Cu, Au, U, Ag ± LREE ± Nb, P, Co, F, B, Mo, Y, As, Bi, Te, Mn, Se, Ba, Pb, Ni. Na rozdíl od pestrých prvkových asociací uváděných Kerrichem et al. (2000) a Corriveau (2007) je v rudním revíru Cloncurry v Austrálii jediným prvkem, který doprovází měď a zlato, pouze kobalt (Williams a Pollard, 2001).

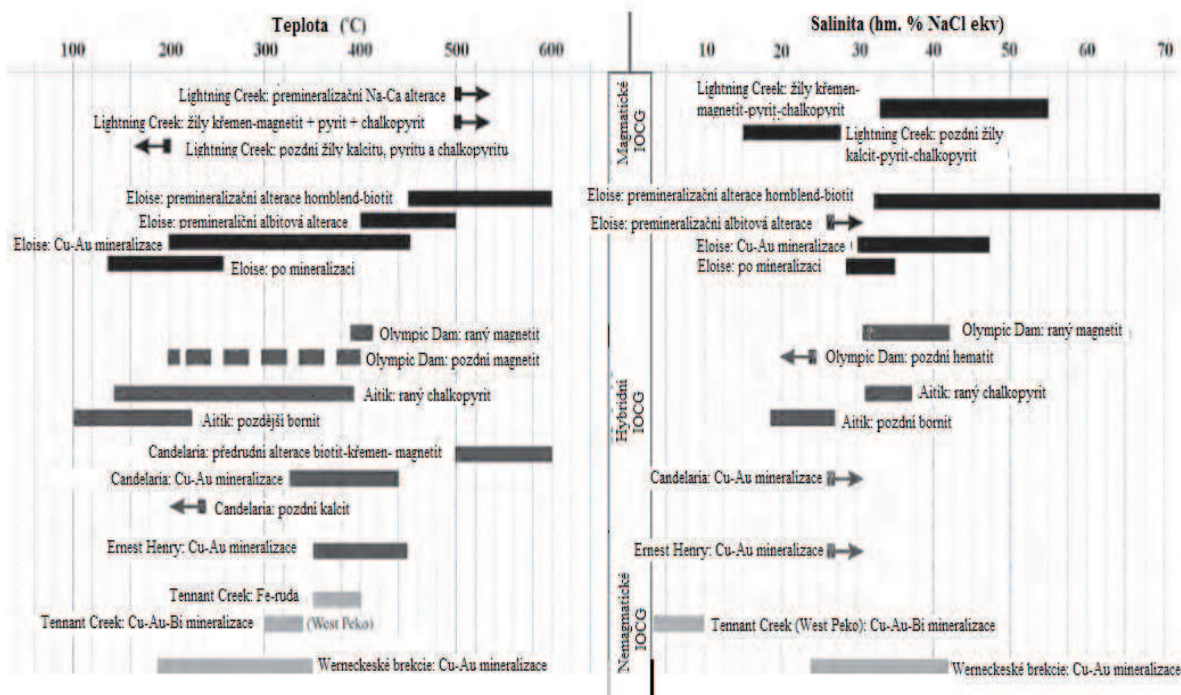
## 2.9 Fluidní inkluze a typy hydrotermálních roztoků

Fe-oxidická ložiska Cu±Au podle Hunta et al. (2007) vznikla z komplexních solanek se střední až vysokou teplotou, převážně složených z H<sub>2</sub>O, NaCl a CaCl<sub>2</sub>. Studium inkluzí na různých ložiscích došli Hunt et al. (2007) k závěru, že složení roztoků je různorodé a může se lišit v rámci jednoho ložiska. Obsah síry v solankách je většinou nízký, fugacita kyslíku je variabilní. Hunt et al. (2007) se domnívají, že rané fáze alterací na Fe-oxidických ložiscích Cu±Au byly způsobeny vysokoteplotními a vysoce salinními fluidy. Ve srovnání s raným stádiem vývoje mineralizace, tj. při vzniku magnetitu nebo hematitu, teplota i salinita fluid v hlavní sulfidické fázi mineralizace klesá. Hunt et al. (2007) uvádějí homogenizační teploty a salinitu pro roztoky hlavních mineralizačních fází jednotlivých systémů: pro magmatické Fe-oxidické Cu±Au systémy teploty přibližně od 200 do více než 500 °C, salinita v rozmezí od 33 do 55 hm. % NaCl ekv.; pro hybridní Fe-oxidické Cu±Au systémy teploty 100 – 450 °C, salinita 18 až 37 hm. % NaCl ekv.; pro nemagmatické Fe-oxidické Cu±Au systémy teploty od 185 do 350 °C, salinita od 3 do 42 hm. % NaCl ekv.

Williams a Pollard (2001) studovali fluidní inkluze zachycené v hlavní fázi vzniku sulfidické Cu±Au mineralizace v rudním revíru Cloncurry v Austrálii. Autoři uvádějí, že se jedná o hypersalinní fluidní inkluze a koexistující plynné inkluze obsahující CO<sub>2</sub>±CH<sub>4</sub>. Homogenizační teploty hypersalinních inkluzí se pohybují mezi 100 a 550 °C, homogenizační teploty inkluzí, jejichž vznik lze spojit s hlavní fází vzniku sulfidické mineralizace, jsou většinou vyšší než 300 °C. Tlak, při kterém došlo k vzniku inkluzí, určili Williams a Pollard na 1,5 kbar. Data z fluidních inkluzí indikují, že docházelo buď k míšení roztoků derivovaných z různých (magmatických i nemagmatických) zdrojů, nebo že docházelo k intenzivní interakci fluid s okolními horninami ložisek. Bastrakov et al. (2007) zkoumali fluidní inkluze na ložiscích v rudním revíru Olympic Dam. Autoři uvádějí tři typy inkluzí

nacházejících se v nerudním a rudním křemenu a kalcitu. Dva z typů jsou vázány na horniny s magnetitem. Jedná se o vysokoteplotní plynné inkluze tvořené H<sub>2</sub>O a o vysokoteplotní vícefázové hypersalinní inkluze, které kromě NaCl obsahují další soli a silikátové a opakní dceřiné fáze. Pro tyto inkluze se nepodařilo získat teplotu homogenizace, protože při teplotách nad 400 °C inkluze dekrepitovaly, aniž by došlo k rozpuštění všech dceřiných fází. Inkluze vázané na hematizované horniny jsou plynokapalné, mají salinitu od 1 do 6 hm. % NaCl ekv. a jejich homogenizační teploty se pohybují mezi 150 a 250 °C, ojediněle do 300 °C. Rovněž Fisher a Kendrick (2008) pozorovali na australském ložisku Osborne několik typů inkluzí. Jednalo se zejména o inkluze s převahou pevných fází („multisolid inclusions“) a inkluze s velmi vysokou salinitou (více než 64 hm. % solí), které se objevovaly společně s inkluzemi kapalného CO<sub>2</sub>. Společný výskyt obou typů inkluzí prokazuje podle uvedených autorů současný výskyt dvou typů fluid. Ve vzorcích z pozdních žil převažovaly vodné inkluze třífázového typu (L, V, S - NaCl) se salinitou mezi 26 a 37 hm. % solí a dvoufázové vodné inkluze (L, V) s nízkou salinitou (pod 30 hm. % solí). Homogenizační teploty určili Fisher a Kendrick (2008) pro „multisolid inclusions“ okolo 400 °C, pro dvoufázové inkluze je teplota nižší než 300 °C.

Gleeson a Smith (2009) analyzovali fluidní inkluze ve švédském rudním revíru Norbotten. Zjistili, že inkluze vázané na pozdní křemenné žíly na magnetit-apatitových ložiskách jsou převážně bohaté NaCl, salinita se pohybuje mezi 30 a 40 hm. % NaCl ekv., homogenizační teploty stanovili v rozsahu od 100 do 150 °C. Chiaradia et al. (2006) pozorovali na ložisku Raúl-Condestable fluidní inkluze v žilném křemenu. Pro dvoufázové inkluze s převahou plynů určili teplotu homogenizace na plyn mezi 137,2 a 231,7 °C, s průměrnou hodnotou 172 °C. Uvádějí, že teplota homogenizace na plyn pravděpodobně není skutečnou teplotou fluid (ta je vyšší). Pro dvoufázové inkluze s převahou kapaliny určil salinitu od 11,7 do 19 hm. % NaCl ekv. Tyto inkluze interpretují jako zbytky magmatických fluid s převahou kapaliny zachycených za vysokých teplot (okolo 350 °C) v amorfním SiO<sub>2</sub>. Fluidní inkluze na ložisku Raúl-Condestable podle Chiaradii et al. zachycují mísení magmatických fluid a roztoků derivovaných z mořské vody. Přehled výsledků studia fluidních inkluzí z různých ložisek typu IOCG je uveden na obrázku 4.



Obr. 4: Přehled studia plynokapalných inkluzí (teplota homogenizace a salinita) na vybraných Fe-oxidických ložiskách Cu±Au. Převzato z Hunta et al. (2007).

## 2.10 Izotopy S a O

Izotopové složení síry studovala na Fe-oxidických ložiskách Cu±Au řada autorů. Pro **magmatické IOCG systémy** hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů (+2 až -2 ‰ CDT; Hunt et al., 2007) odpovídají síře odvozené z plášťového nebo vysoce homogenního spodnokorového zdroje. Sillitoe (2003) předpokládá pro Fe-oxidická ložiska Cu±Au v Chile a Peru převážně magmatický zdroj síry vzhledem k tomu, že hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů jsou homogenní a pohybují se okolo 0‰. Marschik a Fontboté (2001) například uvádějí hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů hlavní fáze zrudnění na ložisku Candelaria v Chile od -0,7‰ do +3,1‰ CDT. Na ložisku Sossego v Brazílii se hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  pro chalkopyrit pohybují v úzkém rozmezí, mezi +2‰ a +3,8‰ CDT. Stejný zdroj má i síra na ložisku Gameleira v Chile, kde se hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů pohybují mezi +2,0‰ a +4,8‰ CDT (Chiaradia et al., 2006). Na magmatický zdroj ukazuje i izotopové složení sulfidů na ložisku Teresa de Colmo v Chile ( $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů  $\pm 0‰$ ) přesto, že součástí okolních hornin jsou polohy evaporitů (Sillitoe, 2003). Jedinou výjimkou mezi ložisky Chile a Peru je ložisko Raúl-Condestable, kde se izotopové složení sulfidů pohybuje v širokém rozmezí mezi -5‰ a +26,3‰ CDT, což umožňuje uvažovat o různých zdrojích síry (magmatický zdroj, mořská voda, evapority), případně o míšení síry z různých rezervoárů (Chiaradia et al., 2006). Avšak i na tomto ložisku se většina hodnot  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů pohybuje v rozmezí 4,5 až 5,5‰ CDT, což naznačuje, že dominantním zdrojem síry byla síra magmatická.

**Nemagmatické Fe-oxidické-Cu±Au systémy** mají široké spektrum hodnot izotopů sulfidové síry. Hunt et al. (2007) například uvádějí, že na ložisku Werneckeských brekcí, které není spojováno s magmatickou aktivitou, se hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  pyritu a chalkopyritu pohybují v širokém rozmezí od -13‰ do +14 ‰ CDT a stejné hodnoty pro síru barytu v rozmezí od +7 do +18 ‰ CDT. To umožňuje autorům uvažovat o nemagmatických zdrojích síry, například o mořské vodě, evaporitech nebo o biogenní sulfidické síře vyloužené z okolních hornin ložiska.

Rovněž izotopové složení síry sulfidů **hybridních typů mineralizace** je velmi různorodé. Izotopové složení sulfidů některých hybridních ložisek se pohybuje ve velmi širokém rozsahu (například Olympic Dam), jiné hybridní systémy vykazují hodnoty velmi homogenní a odpovídající plášťovému zdroji (například ložiska Ernest Henry, Eloise a Starra v Austrálii (Hunt et al., 2007).

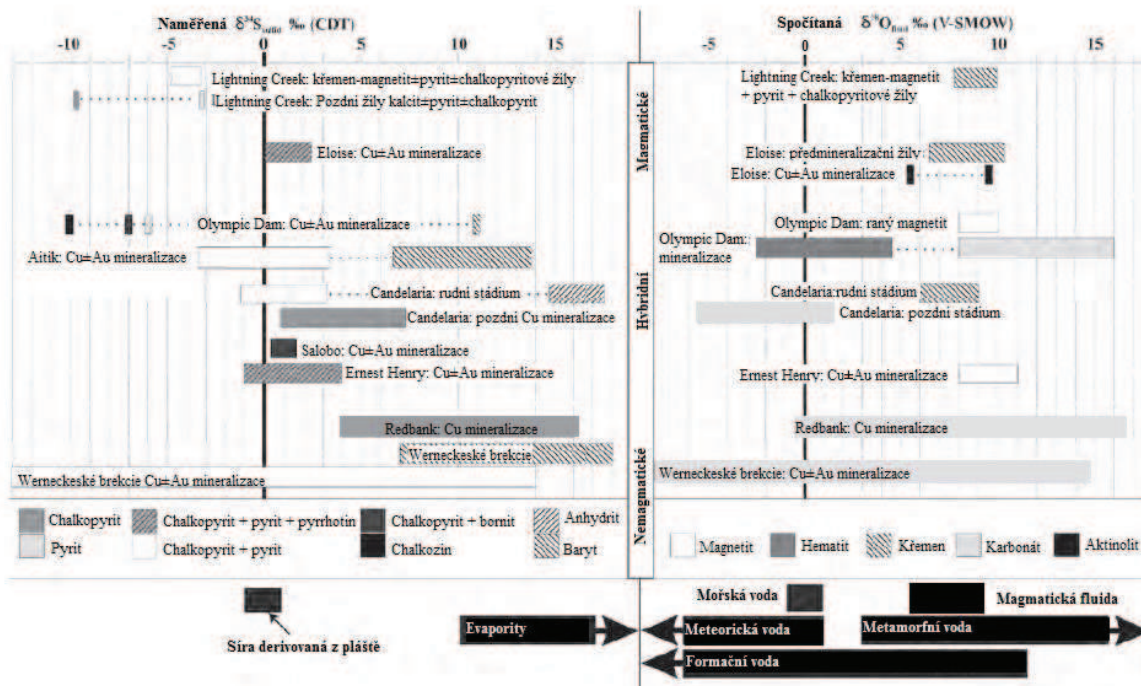
Na ložisku Olympic Dam Bastrakov et al. (2007) uvádějí hodnoty izotopového složení sulfidické síry od -14‰ do +12,5‰ CDT. Velmi negativní hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  jsou na tomto ložisku charakteristické pro sulfidy z hematitových alterací v okolí ložiska; většina hodnot  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů (z magnetitových i hematitových rud) se však pohybuje mezi -4‰ a +4‰ CDT. Bastrakov et al. (2007) předpokládají, že většina síry ve fluidech spojených s asociací magnetit-pyrit-chalkopyrit pochází buď z hlubinného (magmatického) zdroje nebo z okolních vulkanických hornin ložiska Olympic Dam. Autoři nevyklučují, že v některých Fe-oxidických-Cu±Au systémech byly zdrojem síry biogenní sulfidy z metasedimentárních hornin (ložiska v oblasti tektonického okna Mount Wood). Rovněž Williams a Pollard (2001) uvádí pro sulfidy na ložiskách v revíru Cloncurry v Austrálii hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  od -10‰ do +16‰ CDT. Vysoké hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  vykazují ložiska Greenmount, Mount Dore a Mount Elliott v rudním revíru Cloncurry, která se nachází v grafitických metapelitech.

Na rozdíl od ložiska Olympic Dam a ložisek v revíru Cloncurry v Austrálii, pro které je charakteristický značný rozsah hodnot  $\delta^{34}\text{S}$ , uvádějí Fisher a Kendrick (2008) na ložisku Osborne v Austrálii úzký rozsah hodnot  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů (od -4‰ do +3‰ CDT) a předpokládají, že síra byla vyloužena z zvyřelých hornin. I pro řadu dalších ložisek (Ernest Henry, Eloise a Starra) v Austrálii je typický poměrně malý rozptyl izotopových hodnot sulfidové síry s maximem kolem 0‰ (Williams a Pollard, 2001). Pro ložiska Lightning Creek, Eloise a Mount Elliot, která jsou úzce navázána na intruzivní horniny, uvádí Williams a Pollard (2001) hodnoty izotopů síry od -10‰ do -4‰ CDT. Stejní autoři studovali izotopové složení síry v revíru Cloncurry v Austrálii a domnívají se, že hlavním

zdrojem síry většiny australských ložisek je síra derivovaná z plášťového nebo spodnokorového zdroje, která se v různých poměrech mísí se sírou vylouženou z okolních hornin (vulkanitů nebo metasedimentů). Variabilitu hodnot na jednotlivých ložiscích vysvětlují mimo jiné i různou teplotou jejich vzniku, různými hodnotami pH a různou fugacitou kyslíku.

Rozdíly v izotopovém složení sulfidové a sulfátové síry na různých typech ložisek Fe-oxidických-Cu±Au rud (tj. na ložiscích magmatického, nemagmatického a hybridního typu) jsou znázorněny na obrázku 5. Značný rozsah měřených hodnot na jednotlivých ložiscích zřejmě indikuje různé zdroje síry v hydrotermálním systému nebo rozdílné fyzikálně-chemické podmínky vzniku mineralizace.

Izotopové složení kyslíku v magmatických Fe-oxidických Cu±Au systémech je podobné jako izotopové složení magmatických fluid a pohybuje se mezi 5‰ až 10‰ SMOW. V hybridních Fe-oxidických Cu±Au systémech je rozsah hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  větší, což je zřejmě způsobeno míšením raných magmatických fluid s pozdějšími fluidy z jiných zdrojů. V nemagmatických Fe-oxidických Cu±Au systémech mají hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  široký rozsah, například na ložisku Werneckeské brekcie se hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  fluid pohybují mezi -7‰ a +14‰ SMOW (Hunt et al., 2007). Williams a Pollard (2001) uvádějí, že izotopové složení kyslíku v minerálech alterovaných hornin z většiny Fe-oxidických ložisek Cu±Au v rudním revíru Cloncurry v Austrálii odpovídá magmatickému zdroji fluid, rozsah hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  je od +6‰ do +10‰ SMOW. Ojedinelé vyšší hodnoty vysvětlují Williams a Pollard (2001) izotopovou výměnou s metasedimentárními horninami. Hodnoty raných vysokoteplotních fluid (křemen-magnetit) na ložisku Olympic Dam se pohybují od +7‰ do +10‰ SMOW, hlavní fáze mineralizace má hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  mezi -2‰ a +6‰ SMOW. To podle Williamse a Pollarda (2001) indikuje míšení chladných povrchových vod s teplejšími a slanějšími vodami z větších hloubek, jejichž původ je nejasný. Marschik a Fontboté (2001) uvádí hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  v kalcitu z dolů Santos a Socavón Rampa mezi +4,6‰ a +7,7‰ SMOW, hodnoty kalcitu na ložisku Candelaria jsou od +11,7‰ a +11,9‰ SMOW. Z hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  fluid v rovnováze s těmito vzorky vyplývá, že na obou místech docházelo k míšení magmatických fluid a pánevních solanek, nebo meteorických vod. Přehled vypočtených hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  fluid na různých typech Fe-oxidických ložisek mědi a zlata je uveden na obrázku 5.



Obr. 5: Přehled hodnot  $\delta^{34}\text{S}$  (CDT) sulfidů a sulfátů a vypočtené hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) hydrotermálních fluid magmatických, nemagmatických a hybridních typů Fe-oxidických-Cu±Au rud. Převzato z Hunta et al. (2007).

## 2.11 Fyzikálně-chemické podmínky a genetický model vzniku Fe-oxidických ložisek mědi a zlata

### 2.11.1 Magmatický model

Groves et al. (2010) uvádějí, že původ Fe-oxidických ložisek Cu±Au v Austrálii je převážně spjat s magmatickými procesy. Zdrojem magmatu je podle uvedených autorů archaický nebo paleoproterozoický subkontinentální plášť, který se na okrajích kratonů, nebo na jiných litosférických rozhraních, dostává do menších hloubek, kde dochází k underplatingu (tj. k parciálnímu tavení plášťového klínu nad plochou subdukce). Při underplatingu dochází ke vzniku bazických a ultrabazických magmat bohatých na alkálie a volatilie, z nichž jsou derivována mineralizační fluida. Groves et al. (2010) se domnívají, že solanky evaporitového nebo smíšeného magmatického-nemagmatického původu nejsou bezpodmínečně nutné pro vznik tohoto typu ložisek.

Rovněž Pollard (2006) spojuje Fe-oxidická ložiska Cu±Au s magmatickými horninami a s jejich hydrotermálním doprovodem. Schopnost granitoidních magmat vytvářet ložiska tohoto typu je podle Pollarda (2006) určována především jejich oxidačním stavem a mírou jejich frakcionace. V magmatech, která se vyvíjejí v podmínkách vyššího parciálního tlaku kyslíku, je vyšší i poměr SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S, což vede k většímu uvolňování sulfátové síry do roztoků. Dalším předpokladem pro vznik Fe-oxidických ložisek Cu±Au je i vysoký obsah CO<sub>2</sub> v tavenině. To proto, že při vysokých obsahích CO<sub>2</sub> dochází k oddělování fluidní složky od taveniny za vyšších tlaků ve srovnání s taveninami s převahou H<sub>2</sub>O (Pollard, 2006). Intruze spojené s Fe-oxidickou-Cu-Au mineralizací jsou podle Pollarda (2006) vázány na hloubkový interval 2 - 15 km pod povrchem. V těchto podmínkách, tj. při přechodu z litostatického do hydrostatického režimu, docházelo k fokusaci fluid podél již existujících zlomů nebo zlomových pásem. V případě mělkých intruzí, kde ložiska vznikala v menších hloubkách pod paleopovrchem, se vytvářely hydrotermální brekcie (Pollard, 2006).

Ve své studii Fe-oxidických ložisek Cu±Au rudního revíru Cloncurry v Austrálii jsou však Williams a Pollard (2001) opatrnější. Uvádějí, že studovaná ložiska v rudním revíru Cloncurry v Austrálii mají magmatický původ. Mineralizace se časově shoduje s intruzemi granitoidů (1530 – 1500 Ma, určeno pomocí metod U-Pb a <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar; Williams a Pollard, 2001) a magmatický původ fluid potvrzují i studie izotopů kyslíku. Studium fluidních inkluzí však ukázalo na velkou variabilitu ve složení fluid: od vysoce salinních (až 40 hm. % Cl) po fluida s nízkým obsahem solí, což podle Williamse a Pollarda (2006) indikuje, že se na vzniku ložisek v rudním revíru Cloncurry podílelo více typů fluid s rozdílným složením, z nichž některé mohly mít jiný než magmatický původ. Tento názor zastávají i Baker et al. (2008), kteří se věnovali analýze halogenidů ve fluidních inkluzích z ložisek ve stejné oblasti. Hlavní fluidní fáze byla podle Williamse a Pollarda (2001) a Bakera et al. (2008) vysokoteplotní a hypersalinní solanka o složení H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl, s nízkým obsahem síry a vysokým obsahem kovů. Vznik těchto fluid autoři spojují s frakcionací a tuhnutím oxidovaných alkalických magmat intermediálního složení. Williams a Pollard (2006) také zdůrazňují roli CO<sub>2</sub> na ložiskách v rudním revíru Cloncurry. Předpokládají, že se jednalo o magmata s vysokým obsahem CO<sub>2</sub>, což umožnilo odměšení fluidní fáze za poměrně vysokých tlaků. Tím vysvětlují větší hloubku vzniku ložisek v rudním revíru Cloncurry než v důlním revíru Olympic Dam. Odměšení CO<sub>2</sub>-fluidní fáze a následné zvýšení pH a snížení redox-potenciálu hydrotermálního systému vedlo podle Williamse a Pollarda (2001) k redukci sulfátové síry a ke vzniku sulfidických rudních minerálů. Rovněž Baker et al. (2008) zdůrazňují určující roli magmatických fluid při vzniku Fe-oxidických rud Cu±Au. Nevylučují však míšení magmatických fluid s fluidy derivovanými z evaporitů nebo určující význam interakce magmatických fluid s okolními horninami jako příčiny změny fyzikálně-chemických parametrů hydrotermálních roztoků, které vedly ke vzniku mineralizace.

Bastrakov et al. (2007) uvádějí pro Fe-oxidická ložiska Cu±Au v rudním revíru Olympic Dam poměrně komplikovaný dvoufázový model vzniku. Autoři se domnívají, že v první fázi došlo k zachycení Cu a Au v již existujících hydrotermálních rudách bohatých magnetitem. Kovy přenesené

oxidovaným roztokem s převahou sulfátů se zachytí pomocí procesu redukce sulfátu a současné oxidace magnetitu. Snížení redox-potenciálu hydrotermálního systému při oxidaci magnetitu na hematit vede ke změně rozpustnosti  $\text{Cu}^{2+}$  a ke vzniku sulfidů mědi (Bastrakov et al., 2007). Druhou fází je nabohacení existujících mineralizací, ke které došlo opakovanými procesy rozpouštění a následného vysrážení rudních minerálů působením oxidovaných fluidů povrchového původu. Fluida vyloužila Cu, Au a síru z magnetitových těles, následně došlo k jejich vysrážení na přírodních drahách fluidů (Bastrakov et al., 2007).

### 2.11.2 Nemagmatické modely

Tyto modely zohledňují buď úlohu metamorfních procesů nebo úlohu mořské vody, pánevních solanek, či evaporitů při vzniku mineralizace.

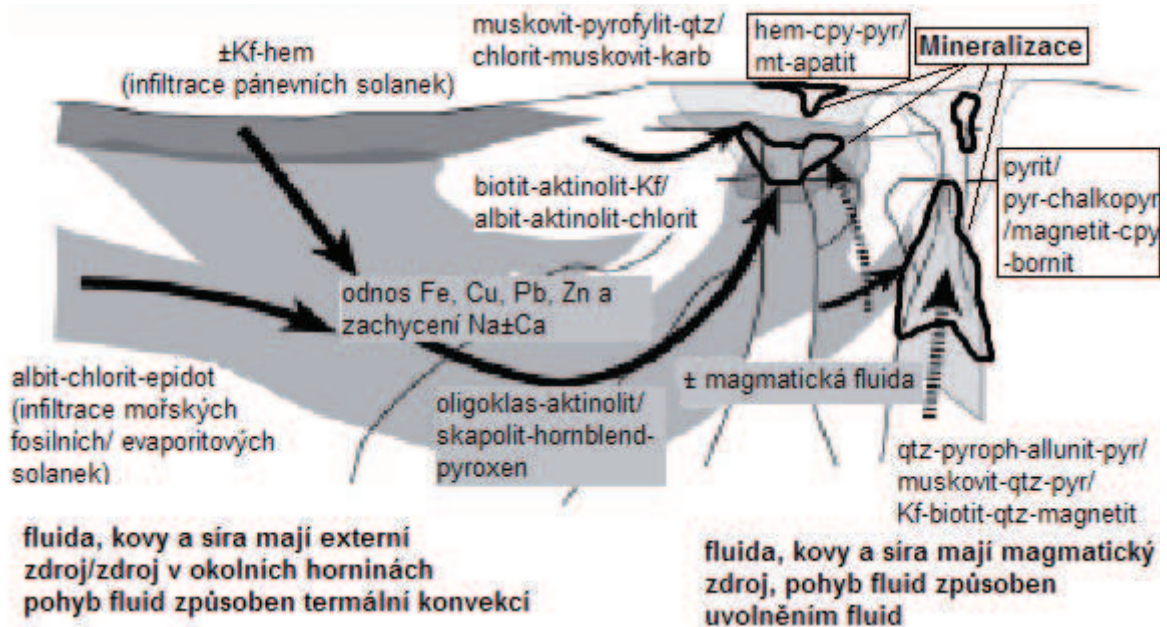
Na základě studia fluidních inkluzí, vzácných plynů a halogenů na ložisku Osborne v Austrálii se Fisher a Kendrick (2008) přiklánějí k metamorfnímu původu fluidů. Podle autorů jsou tato fluida produktem metamorfní volatilizace. To se týká zejména fluidních inkluzí bohatých  $\text{CO}_2$ , u kterých autoři vylučují magmatický původ. Autoři se domnívají, že fluida vznikla míšením z více zdrojů; kromě metamorfních fluidů uvažují i o formačních vodách. Oba typy výše uvedených fluidů mají obvykle nízkou salinitu, většinou nižší než 30 hm. % solí. Fluida na ložisku Osborne ale mají salinitu extrémně vysokou (až 65 hm. % solí), což Fisher a Kendrick vysvětlují interakcí fluidů s evaporitami za vysokých teplot.

Barton a Johnson (1996) uvádí, že Fe-oxidická ložiska  $\text{Cu}\pm\text{Au}$  vznikala z fluidů, jejichž vznik je možno spojovat s evaporitami. Podle uvedených autorů byly zdrojem hydrotermálních fluidů koncentrované solanky („brines“) sedimentárních bazénů nebo reakce bazénových či povrchových vod s evaporitami. Cirkulace těchto vysoce koncentrovaných solanek byla podmíněna vysokým teplotním tokem v okolí magmatických nebo vulkanických těles. Jinými slovy, tato tělesa nebyla zdrojem kovů, nýbrž pouze zdrojem tepla, nezbytného pro cirkulaci solanek. Vysoké obsahy Cl v solankách umožnily efektivní extrakci kovů z hornin tvořících výplň sedimentárních bazénů. Navíc vysoké obsahy Na v solankách podmínily vznik rozsáhlých zón sodno-vápenatých alterací, jejichž přítomnost je pro Fe-oxidická ložiska  $\text{Cu}\pm\text{Au}$  charakteristická (Barton a Johnson, 1996). Množství síry (ve formě sulfátů) bylo v těchto fluidech velmi nízké. Při redukci sulfátů na sulfid proto došlo ke srážení fází s nejnižšími hodnotami produktu rozpustnosti (chalkopyrit, bornit). Naopak, ke srážení minerálů olova nebo zinku nedocházelo vzhledem k jejich vyšším produktům rozpustnosti v systému, který obsahuje redukovanou formu síry. Nízké koncentrace redukované formy síry v hydrotermálním systému rovněž vysvětlují nepřítomnost pyritu. Spolu s chalkopyritem a bornitem se vysrážely oxidy Fe, REE a U nebo ryzí kovy jako Au.

Jako jeden z příkladů hydrotermálních systémů, ve kterých dominují fluida nemagmatického původu, uvádí Barton a Johnson (2000) recentní geotermální systém Salton Sea v Kalifornii. Součástí sedimentární výplně této pánve jsou i polohy evaporitů (zejména halitu). Díky aktivnímu bimodálnímu vulkanismu dochází v pánvi ke vzniku a cirkulaci fluidů. Tato fluida vznikají rozpouštěním evaporitů ve fosilní říční vodě uvnitř pánve. Izotopové složení těchto solanek je podobné magmatickým roztokům ( $\delta^{34}\text{S}$  se pohybuje okolo 0 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  okolo +3 ‰; Barton a Johnson, 2000). Vzhledem k tomu, že autoři nepředpokládají významnější přínos magmatických fluidů, vysvětlují homogenní izotopové složení rudonosných solanek jejich interakcí se sedimentárními horninami pánevní výplně. Fluida jsou bohatá kovy (Fe, Mn, Zn, Pb, Cu) a mají nízký obsah síry (Barton a Johnson, 2000). Fluida vytváří (1) hematitové žíly s obsahem chalkopyritu, pyritu a minerály skupiny epidotu obohacené REE, (2) magnetitové šupiny s vysokým obsahem Au, U, Co a Cu (Bartona a Johnson, 2000). S hloubkou se mění i minerální asociace v alterovaných sedimentárních horninách: nejbližší povrchu se vyskytuje „hydrolytická“ alterace (karbonát, illit, chlorit,  $\pm\text{K}$ -živec, teploty nižší než 325 °C), následuje draselná alterace (biotit,  $\pm\text{chlorit}$ ,  $\pm\text{K}$ -živec,  $\pm\text{aktinolit}$ , teploty mezi 325 a 360 °C),



nejhlouběji se vyskytuje sodno-vápenatá alterace (aktinolit, oligoklas, biotit, andradit, teploty vyšší než 360 °C; Barton a Johnson, 2000). Protože do hydrotermálního systému nevstupují magmatická fluida, má podobnou prvkovou asociaci, minerální a alterační zonálnost, považují ho Barton a Johnson (2000) za moderní analog Fe-oxidických ložisek Cu±Au. Zjednodušený model magmatických a nemagmatických Fe-oxidických Cu±Au ložisek je uveden na obrázku 6.



Obr. 6: Zjednodušený model Fe-oxidického ložiska Cu±Au s převážně nemagmatickým zdrojem fluid (levá část obrázku), ložiska s převážně magmatickým zdrojem fluid (pravá část obrázku) a jejich interakce. Obrázek ukazuje závislost různých druhů alterací na zdroji fluid, přírodních dráhách a okolních horninách. Převzato z Barton a Johnsona (2000).

Hunt et al. (2007) uvádí na základě studia fluidních inkluzí pro rudní tělesa na ložisku Werneckeských brekcií, že vznikla za tlaků mezi 2,5 až 3,0 kbar, tedy v hloubkách od 7,5 do 9 km. Fluida, která uložila mineralizaci, měla teploty mezi 185° a 350°C, a vysokou salinitu – obsah NaCl ekv. je 24 až 42 hm. %. Hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  (od -13 do +14 ‰ CDT) naznačují, že zdroj síry mohl být v mořské vodě nebo v sedimentech či evaporitech z mořské vody derivovaných. Z hodnot izotopů kyslíku a uhlíku v karbonátech usuzují Hunt et al. (2007) na to, že fluida vznikla z formačních nebo metamorfních vod, které se mísily s různým množstvím meteorické anebo mořské vody. Zdroj kovů pro mineralizaci není znám. Autoři na základě zvýšených hodnot Cu, U a Co předpokládají, že to mohly být okolní horniny superskupiny Wernecke (jemnozrnné pískovce, dolomity a vápence metamorfované ve facii zelených břidlic).

Marschik a Fontboté (2001) upřednostňují pro ložisko Candelaria magmatický původ fluid, ale uvádí, že ke vzniku mineralizace došlo při míšení magmatických fluid s pánevními solankami nebo s meteorickou vodou. Rudní tělesa se nachází na kontaktu nepropustných vulkanických hornin a propustných vulkanoklastických sedimentů, které byly pravděpodobně při vzniku mineralizace saturovány pánevními solankami, formačními nebo meteorickými vodami (Marschik a Fontboté, 2001). Autoři se domnívají, že při vzniku zrudnění docházelo k míšení magmatických fluid s vodami (solankami, formačními nebo meteorickými vodami) uzavřenými v propustných vrstvách vulkanoklastik. To vedlo ke snížení teploty hydrotermálního systému a k vysrážení mineralizace. Podle uvedených autorů byly tyto nemagmatické vody i zdrojem síry.

## 2.12 Srovnání Fe-oxidických ložisek Cu±Au s ložisky porfyrového typu

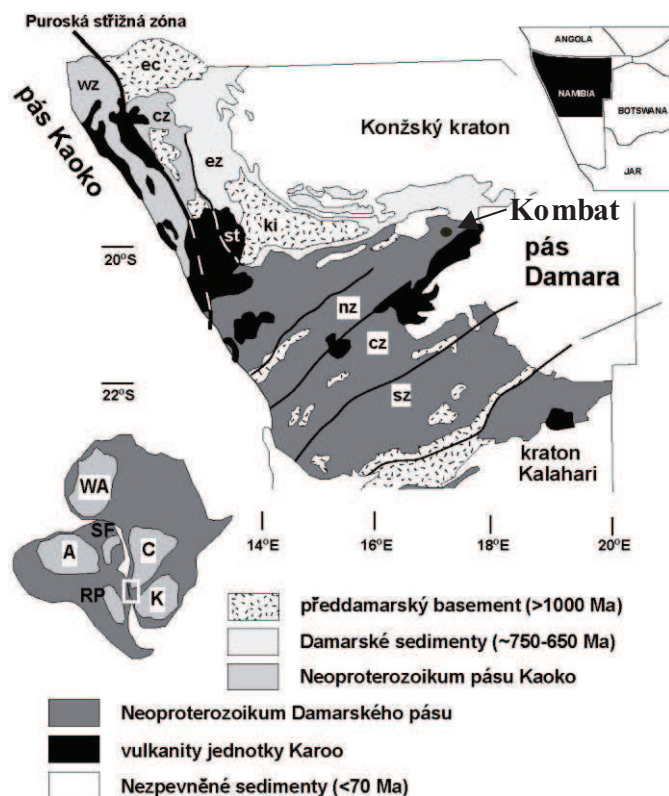
Ložiska porfyrového typu mědi (±Au±Mo) jsou magmaticko-hydrotermální ložiska vázaná na intruze felsických hlubinných vyvřelin, z nichž většina má porfyrový charakter. Vyskytují se na aktivních kontinentálních okrajích a ostrovních obloucích (Misra, 2000). Porfyrická ložiska mají některé společné některé znaky se skupinou Fe-oxidických ložisek Cu±Au magmatického typu (vztah k magmatickým intruzím, zonálnost alterací, mineralizace). Ložiska porfyrového typu mají magmatický původ, k transportu magmatických fluid derivovaných z magmatických krbů dochází po strmých pních porfyrických hornin, mineralizace se vzhledem k snižování teploty ukládá převážně v těchto pních nebo v jejich blízkém okolí (Sillitoe, 2003). U Fe-oxidických ložisek Cu±Au magmatického typu není vztah k intruzivním horninám tak jasný, k transportu fluid dochází různými přírodními drahami, výsledná rudní tělesa a alterační zóny jsou mnohem různorodější než u ložisek porfyrového typu. U Fe-oxidických ložisek Cu±Au nemagmatického nebo hybridního typu není vztah k intruzivním horninám zřejmý.

U ložisek porfyrového typu jsou alterační zóny koncentricky uspořádané okolo ložisek a mají dobře popsanou zonálnost (Misra, 2000): na bezprostřední blízkost mineralizace je vázána draselná alterace (křemen, ortoklas, biotit), následuje fylosilikátová alterace (křemen, sericit, pyrit), argilitová alterace (křemen, kaolinit a montmorillonit). Vnější obálku mineralizace tvoří propylitická alterace (epidot, kalcit a chlorit). Alterace okolních hornin se u ložisek porfyrového typu projevuje na relativně malém území (méně než 5 km<sup>2</sup>; Sillitoe, 2003). U Fe-oxidických ložisek Cu±Au má alterace zpravidla větší rozsah a nemá jasně danou zonálnost, sodno-vápenatá alterace má velké plošné rozšíření, po ní následuje železnato-železitá alterace, hlavní fáze mineralizace je většinou vázána na draselnou alteraci. Na obou typech ložisek se vyskytuje hydrotermální magnetit a hematit. Zatímco u ložisek porfyrového typu je výskyt obou minerálů omezený na zóny draselné alterace (Sillitoe, 2003), u Fe-oxidických ložisek Cu±Au je magnetit a hematit součástí železnato-železité alterace, která draselné alteraci předchází. Nejčastěji se vyskytujícím sulfidickým minerálem u ložisek porfyrového typu je pyrit (Misra, 2000), ten se u Fe-oxidických ložisek Cu±Au vyskytuje málo (Sillitoe, 2003). U obou typů ložisek jsou hlavními minerály mědi chalkopyrit a bornit, styl mineralizace se však liší. Zatímco u ložisek porfyrového typu se jedná převážně o mineralizaci vtroušenou, která je v menší míře doprovázena zrudněním ve formě žil nebo prožilků, na Fe-oxidických ložiscích Cu±Au se mineralizace vyskytuje ve formě žil, prožilků a brekcií, vtroušená mineralizace je zastoupena méně (Misra, 2000; Corriveau, 2007). Pro ložiska porfyrového typu jsou typické rané křemenné žíly (Misra, 2000), Fe-oxidická ložiska Cu±Au mají SiO<sub>2</sub> málo, dochází k jeho rozpouštění (Kerrick et al., 2000). Výrazná desilicifikace okolních hornin na Fe-oxidických ložiscích Cu±Au indikuje spíše alkalický charakter rudonosných fluid. Naopak, výrazná sericitizace a kaolinizace spjatá s ložisky porfyrového typu naznačuje kyselý charakter hydrotermálních roztoků.

### 3. Fe-OXIDICKÁ Cu-SULFIDICKÁ MINERALIZACE NA LOŽISKU KOMBAT V NAMIBII

#### 3.1 Geologické poměry

Geologické stavbě severní části Namibie dominují dvě hlavní metamorfnní pásma, která jsou výsledkem neoproterozoické kontinentální kolize mezi kalaharským a konžským kratonem v Africe a kratonem Rio de la Plata v Jižní Americe (Miller, 1983). Pobřežní část severní Namibie je tvořena pásmem Kaoko, východní část pásmem Damara (obr. 7). Pás Damara je tvořen centrální zónou, která je charakterizována vysokým stupněm metamorfózy a početnými granitoidními intruzemi. Magmatická aktivita i stupeň metamorfózy klesají jak směrem k jihu (jižní zóna), tak i k severu (severní zóna). Nejsevernější část damarského pásu – vrásové pohoří Otavi – reprezentuje deformovaný, ale slabě metamorfovaný až nemetamorfovaný autochtonní sedimentární pokryv (severní platforma podle Millera, 1983) konžského kratonu (obr. 7). Vrásové pohoří Otavi je známo výskytem celé řady polymetalických rud, mezi něž patří i ložisko měděných rud Kombat. Ložisko se nachází asi 300 km severně od hlavního města Windhoeku. Rudní tělesa ložiska Kombat jsou uložena ve vápencích a břidlicích svrchnoproterozoického stáří (Innes a Chaplin, 1986). Tělesa se nachází na severním rameni synklinoria Otavi. Synklinorium je protaženo ve směru ZSZ – VJV a je zhruba 50 km dlouhé (Innes a Chaplin, 1986).



Obr. 7: Pozice ložiska měděných rud Kombat v rámci přehledné geologické mapy severní části Namibie. Mapa ukazuje pozici panafrických metamorfnních pásem Kaoko a Damara a jejich vztah ke konžskému a kalaharskému kratonu. Tektonické jednotky pásu Kaoko (wz – západní zóna; cz – centrální zóna; ez – východní zóna; ki – kamanjabské okno; ec – komplex Epupa; st – sesfonteinský násun) a damarského pásu (nz – severní zóna; cz – centrální zóna; sz – jižní zóna). Kratony ve vloženém schématu: A – amazonský; C – Kongo; K – Kalahari; RP – Rio de la Plata; SF – São Francisco; WA – západoafrický. Převzato z Millera (1983).

Rudní tělesa se nachází na kontaktu podložního hüttenberského souvrství (tsumebská podskupina) a nadložní muldenské skupiny (Chetty a Frimmel, 2000; obr. 8). Bazální souvrství muldenské

skupiny – souvrství Tschudi – je tvořeno čočkovitými polohami arkózových pískovců které jsou interpretovány jako písky uložené na zkrasovatělém povrchu podložních dolomitů hüttenberského souvrství (Innes a Chaplin, 1986). Obě jednotky jsou tedy odděleny výraznou diskordancí. Zrna arkózového pískovce souvrství Tschudi jsou stejně velká, subangulární a dobře vyčištěná, pískovec se skládá ze zrn křemene, oligoklasu, andezínu a draselného živce v kalcitové a kaolinové matrix. Velikost zrn je obvykle 0,4 mm, ale pohybuje se od 0,1 do 2 mm, v pískovci se občas objevují valouny křemene, světlého rohovce a hnědozeleného argilitu (Innes a Chaplin, 1986).

Nadložní sedimenty souvrství Tschudi - souvrství Owambo - jsou laminované, světle šedé až černé břidlice, které obsahují 2 – 5% sulfidů (pyritu a pyrhotinu; Innes, Chaplin, 1986).

Podložní dolomity hüttenberského souvrství lze rozlišit na část svrchní a spodní.

**Svrchní část hüttenberského souvrství** je tvořeno monotónními světle až tmavě šedými mikritickými dolomity (Innes a Chaplin, 1986).

**Spodní část hüttenberského souvrství** je litologicky i faciálně daleko pestřejší. Mikritické dolomity se střídají se synsedimentárními brekciemi, které obsahují úlomky podložních hornin, s detritickými dolomity a s polohami stromatolitů, řasových vápenců a oolitických vápenců (Innes a Chaplin, 1986). Sedimentární brekcie se skládají z ostrohranných úlomků v mikritické, často kalcitové matrix a zřejmě představují sedimenty podmořských skluzů (Innes a Chaplin, 1986). Faciální pestrost spodní části facie hüttenberského souvrství a četné polohy stromatolitů a pizolitů dokládají jeho mělkovodní původ (Innes a Chaplin, 1986). Součástí spodní části hüttenberského souvrství jsou i polohy diagenetických rohovců (Innes a Chaplin, 1986).

Skupina	Podskupina	Souvrství	Litologie
Mulden		Owambo	
		Tschudi	
Otavi	Tsumeb	Hüttenberg	Kombat 
		Elandshoek	
		Maieberg	
		Ghaub	
	Abenab	Auros	
		Gauss	
		Berg Aukas	
		Varianto	
Nosib		Askevold	
		Nabis	
fundament			
	slepenec		
	pískovec		
	vápenec		
	vulkanity		

Obr. 8: Stratigrafie v oblasti vrchoviny Otavi. Podle Chettyho a Frimmela (2000).

### 3.2 Strukturální poměry

Strukturální vývoj vrásového pohoří Otavi je určován třemi epizodami damarské deformace. Stáří první epizody ( $D_1$ ) je 650 Ma (Deane, 1995) a souhlasí s ukončením sedimentace tsumebské podskupiny, kdy došlo k uzavření proto-Atlantiku a vytvoření složitého příkrovového pásu podél pobřežního ramene orogénu (pásmo Kaoko, obr. 7). Vrásové pohoří byla touto epizodou ovlivněna jen málo, došlo

ke vzniku otevřených, severojižně orientovaných flexurních ohybů (Deane, 1995). Po této první deformační epizodě došlo v oblasti vrásového pohoří Otavi k výzdvihu, erozi a zkrasovatění karbonátové platformy (Deane, 1995). Následovala sedimentace skupiny Owambo (Deane, 1995). Při druhé, nejvýznamnější, deformační epizodě  $D_2$ , (stáří deformace: 550 - 537 Ma; Deane, 1995) došlo v centrální zóně damarského pásma (obr. 7) k silné metamorfóze neoproterozoických sedimentů a ke vzniku příkrovů, sunutých směrem k severu i k jihu (divergentní orogeneze; Frimmel et al., 1996). Na severu byly tyto příkrovy přesunuty přes méně metamorfované nebo nemetamorfované sedimenty severní zóny pásma Damara (obr. 7, Frimmel et al., 1996). Geotektonicky tato etapa odpovídá kolizi severního konžského a jižního (kalaharského) kratonu. (Frimmel et al., 1996). V nejsevernější části damarského orogénu, tj. v severní platformě podle Millera (1983), jejíž součástí je i pohoří Otavi, došlo v předpolí sunutých příkrovů k deformaci uložených neoproterozoických sedimentů. V první fázi deformační epizody  $D_{2a}$  vznikly přesmyky s vergencí k severu a západovýchodně orientovaná synklinoria a antiklinoria. Typickým příkladem je synklinorium Otavi (Deane, 1995; obr. 9). Synklinála (synklinorium) Otavi je izoklinální vrása s překocným jižním ramenem, amplituda vrásy není známá, vrtání do hloubky 1200 m nenarazilo na kontakt fylitů a karbonátů (Deane, 1995). V druhé fázi  $D_{2b}$  vznikly sevřené, místy překocné vrásy VZ směru, jejichž osní roviny jsou ukloněny k severu, a směrné zlomy, které segmentují synklinálu Otavi podél její osy (Deane, 1995). Segmentace synklinály Otavi byla potvrzena aeromagnetickým průzkumem, který ukázal, že podél směrných zlomů došlo k vyzdvižení jižní části synklinály Otavi, přičemž amplituda výzdvihu dosahuje několik stovek metrů (Deane, 1995).

Třetí deformační epizoda  $D_3$  se v oblasti vrásového pohoří Otavi projevila otevřenými, ohybovými flexurami a zlomy SV-JZ směru, stáří deformace se pohybuje mezi 457 – 450 Ma (Deane, 1995).



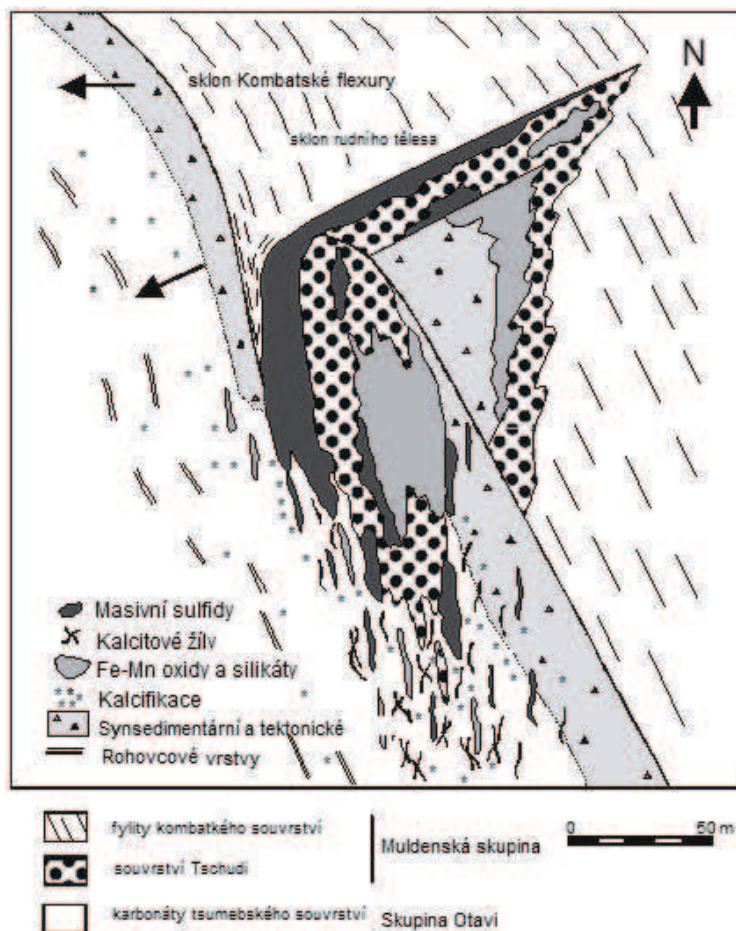
Obr. 9: Satelitní snímek synklinály Otavi, v jejímž rámci se nachází ložisko Kombat. Ložisko je otevřeno jámou Kombat-West a Central Shaft a nově otevřeným dolem Asis Far West Shaft. Snímek poskytnut Geologickou službou Namibie.

### 3.3 Ložisková tělesa

Na ložisku Kombat se vyskytují jednak tělesa oxidických a silikátových rud Fe a Mn, jednak tělesa sulfidických rud, která jsou těžena pro svůj vysoký obsah mědi. Tělesa oxidických a silikátových Fe a Mn rud jsou vázána na arkózové pískovce souvrství Tschudi v blízkosti jejich kontaktu s nadložními břidlicemi nebo podložními dolomity (Innes a Chaplin, 1986). Polohy oxidických rud Fe a Mn sledují směr strmě ukloněných střížných zón. Na ložisku Kombat se vyskytuje šest těchto těles, do maximální délky 50 m (Innes a Chaplin, 1986). Všechna tělesa obsahují zvrásněné čočky a zbytky arkózového pískovce (Innes a Chaplin, 1986).

Tělesa sulfidických rud, která jsou předmětem těžby, jsou tvořena převážně chalkopyritem a bornitem a jsou vázána na tektonické a sedimentární brekcie, kalcifikovaný dolomit, čočky arkózového pískovce a zejména na blízkost kontaktu karbonátů a nadložních fylitů (Innes a Chaplin, 1896). Sulfidická mineralizace je na ložisku Kombat soustředěna do sedmi zón oddělených nemineralizovaným dolomitem (Innes a Chaplin, 1986). Zóny mineralizace se nachází podél flexurního ohybu v blízkosti kontaktu hüttenberského souvrství a nadložních sedimentů skupiny Mulden v délce 3,6 km (Innes a Chaplin, 1986). Rudní čočky jsou strmě ukloněné, a s hloubkou se štěpí a přecházejí do žilných rojů nebo do mineralizace vtroušeného typu (Innes a Chaplin, 1986; obr. 10).

V rámci sulfidických těles se vyskytují akumulace hydroxidů Fe a Mn (limonit, vodnaté oxidy a silikáty manganu) které reprezentují polohy supergenní alterace sulfidických rud.



Obr. 10: Řez rudním tělesem na ložisku Kombat, převzato z Deanea (1995).

### 3.4 Typy rud a minerální paragenese

Paragenese oxidických a silikátových rud Fe a Mn rud je tvořena magnetitem, hematitem a hausmanitem (Innes a Chaplin, 1986). Jde převážně o páskované rudy, kde se střídají vrstvy hematitu a magnetitu s vrstvami oxidů a silikátů manganu (Innes a Chaplin, 1986). Jednotlivé pásy jsou většinou ostře odděleny. V páscích hematitu se občas nachází metakrysty hausmanitu (Innes a Chaplin, 1986). Manganové rudy jsou tvořeny jemně až středně zrnitými polymineralickými agregáty které jsou mineralogicky velmi pestré (Innes a Chaplin, 1986). Jednotlivé minerální pásy lze rozpoznat jak makroskopicky, tak mikroskopicky (Innes a Chaplin, 1986). Mimo páskovaných rud se vyskytují i magnetitové rudy rozptýleného typu, zejména v pískovcích (Innes a Chaplin, 1986). Frimmel et al. (1996) uvádějí pro oxidické a silikátové rudy Fe a Mn na ložisku Kombat velmi vysoké obsahy prvků vzácných zemin (REE). Jejich obsahy jsou na ložisku Kombat pětikrát až desítkrát vyšší nežli obsahy REE v páskovaných Fe-rudách spojených s ložisky typu SEDEX (Frimmel et al., 1996).

Sulfidická mineralizace na ložisku Kombat zahrnuje: masivní sulfidické rudy, žilné sulfidické rudy, a alterované (kalcifikované) brekcie dolomitu bohaté galenitem.

- Masivní sulfidické rudy jsou vázány na tektonické a sedimentární brekcie, na čočky arkózového pískovce a na kalcifikovaný dolomit v blízkosti kontaktu s břidlicí (Innes a Chaplin, 1986).

- Žilné rudy jsou vázány na puklinová pásma v blízkosti zlomů a na zóny kalcifikace v podloží masivních sulfidických rud. Mineralizace tohoto typu plynule přechází do mineralizovaných alterovaných (kalcifikovaných) brekcií (Innes a Chaplin, 1986).

- Výskyt sulfidických rud bohatých galenitem v alterovaných (kalcifikovaných) brekciích dolomitu je omezen pouze na rudní těleso Kombat East. Tento typ rud vytváří komínovitá tělesa. Mineralizace se vyskytuje v prostorech mezi ostrohrannými bloky dolomitu. Bloky mají nealterovaný střed a kalcifikovaný okraj, rudními minerály jsou galenit, pyrit, v malém množství i chalkopyrit (Innes a Chaplin, 1986).

Hlavní charakteristikou společnou pro všechny typy sulfidické mineralizace je nízké zastoupení nerudních hydrotermálních minerálů (kalcit, křemen, dolomit, někdy baryt; Innes a Chaplin, 1986).

#### 3.4.1 Paragenese

Sulfidické rudy tvoří pět minerálních paragenesí (Innes a Chaplin, 1986):

- (1) bornit + chalkopyrit (s galenitem, sfaleritem a tennanitem),
- (2) galenit,
- (3) pyrit + galenit,
- (4) chalkopyrit + pyrit v sedimentech bohatých organickým uhlíkem
- (5) a supergenní paragenese chalkozín + digenit + malachit (s kovelínem, kupritem, ryzí měď a stříbrem).

Nejvíce rozšířenou je paragenese bornit + chalkopyrit, rudní minerály se nachází jako zrna, čočky a lamely, chalkopyrit je často uzavírán bornitem a naopak. Méně rozšířené minerály (tennantit, enargit) se nachází jako uzavřeniny v bornitu (Innes a Chaplin, 1986). Stupeň oxidace primárních bornit-chalkopyritových rud nezávisí na hloubce, ale na blízkosti ke zvodnělým strukturám (zlomům), a k strmě zvrásněným pískovcovým akviferům (Innes a Chaplin, 1986). Rudní textury naznačují, že většina rudních čoček rekrystalizovala a byla deformována (Innes a Chaplin, 1986).

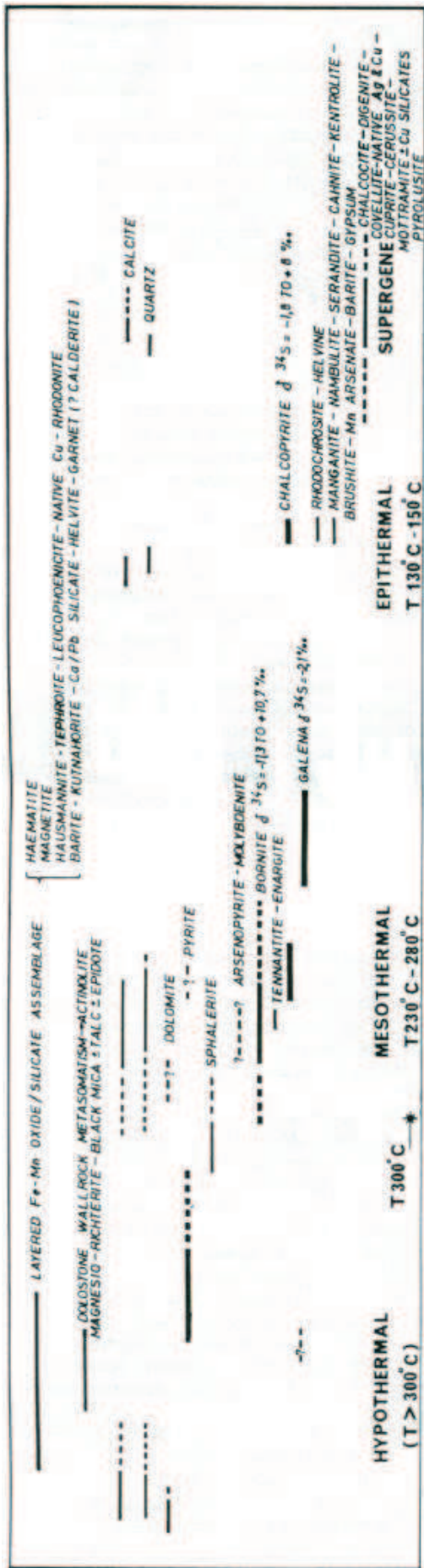
### 3.5 Minerální sukcese

Innes a Chaplin (1986) určili na základě studia textur rudních minerálů pro hypogenní sulfidické rudy následující paragenetickou posloupnost (obr. 11): jako první vznikal v rané fázi pyrit, v další fázi následovalo postupně srážení sfaleritu, bornitu, tennantitu a enargitu, chalkopyritu a galenitu. Pro masivní sulfidickou mineralizaci je typické, že podřízené minerály mědi jako tennantit nebo enargit, se nachází jako odmíšeniny v bornitu (Innes a Chaplin, 1986). Chalkopyrit se v masivních sulfidických rudách nachází ve formě čoček a lamel odmíšených v bornitu, ale stejně tak se vyskytují i odmíšeniny bornitu v chalkopyritu.

Pro ověření uvedených závěrů jsem sama studovala paragenetické vztahy v několika nábrusech. Mikroskopický popis jednotlivých nábrusů, včetně fotografické dokumentace, je uveden v příloze této studie. Výsledky mého mikroskopického studia lze shrnout do následujících bodů:

- Nejstaršími minerály sulfidické mineralizace jsou sfalerit a tennantit.
- Následovalo ukládání chalkopyritu a bornitu, které vznikaly současně.
- Nejmladší fází sulfidické mineralizace je galenit, který ve sledovaných nábrusech uzavírá všechny výše uvedené minerály.
- Hematit pozorovaný v nábrusech pravděpodobně vznikl jako součást supergenní mineralizace.





Obr. 11 Sukcesní schéma na ložisku Kombat v Namibii. Jako první se ukládala paragenese oxidů a silikátů Fe a Mn, následovala sulfidická mineralizace, poslední vznikala supergenní mineralizace. Převzato z Innes a Chaplina (1986).

### 3.6 Okolorudní alterace

Alterace, které doprovázejí oxidickou a manganovou mineralizaci na ložisku Kombat, se v karbonátových horninách projevují vznikem reakčních skarnů, které jsou tvořeny amfibolem, biotitem, živcem a karbonáty. Innes a Chaplin (1986) uvádějí, že amfibol v reakčních skarnech byl syntektonicky deformován. Oxidické rudy v pískovcích alteracemi doprovázené prakticky nejsou.

Sulfidická mineralizace je doprovázena zejména kalcifikací. Rudní čočky jsou lemovány zónami kalcifikovaného dolomitu, které dosahují až ke kořenovým zónám hlavních sulfidických těles (Innes a Chaplin, 1986). Zóny alterace jsou 200 až 300 m široké a jsou tvořeny jemně až středně zrnitým bílým kalcitem s cukrovitou texturou (Innes a Chaplin, 1986). Kalcifikace a s ní spojená manganová alterace je vázána především na sedimentární a tektonické brekcie – alterace probíhá v síti puklin a žilek a podél hranic klastů, v blízkosti rudních těles se objevují nodule růžového manganového kalcitu a nárůsty černých oxidů manganu, převážně pyrolusitu (Innes a Chaplin, 1986). Hydrotermální karbonáty spjaté s hlavní fází sulfidické mineralizace jsou oproti okolním nealterovaným horninám značně obohaceny REE a stopovými prvky (Mn, Pb, Zn, Cu, Sr a Y; Chetty a Frimmel, 2000).

### 3.7 Fyzikálně-chemické podmínky vzniku mineralizace

Fyzikálně-chemické podmínky vzniku Fe- a Mn-oxidické a silikátové mineralizace na ložisku Kombat nebyly blíže studovány. Pro sulfidickou mineralizaci na ložisku Kombat uvádí Deane (1995) pro hydrotermální fluida hodnoty  $\delta^{18}\text{O} +17 \text{‰}$  SMOW, což podle autora svědčí o jejich metamorfním původu. Zdrojem síry je podle Deanea (1995) bakteriální síra extrahovaná hydrotermálními roztoky ze stromatolitů a řasových horizontů v tsumebské podskupině. To je v souladu s velmi širokým rozsahem hodnot  $\delta^{34}\text{S}_T$  sulfidů, které byly na ložisku studovány Frimmelem et al. (1997; -8,1 až 26,2 ‰ CDT). Innes a Chaplin uvádějí pro hlavní fázi sulfidické mineralizace teplotu vzniku mezi 230 a 280 °C a salinitu fluid mezi 2 a 8 hm. % NaCl ekv. Frimmel et al. (1996) určili pro hlavní fázi sulfidické mineralizace vyšší teplotu vzniku - mezi 440 a 460 °C a salinitu 5 hm. % NaCl ekv. Ve své poslední práci Chetty a Frimmel (2000) upřesnili teplotní interval vzniku hlavní fáze hydrotermální sulfidické mineralizace mezi 370 a 405 °C, pro pozdější metamorfní remobilizaci rud uvádějí teplotu kolem 400 °C. Na rozdíl od své dřívější práce uvádějí salinitu až 20 hm. % NaCl ekv. Chetty a Frimmel předpokládají, že mineralizační fluida měla vysokou salinitu, kterou vysvětlují evaporitickým původem fluid.

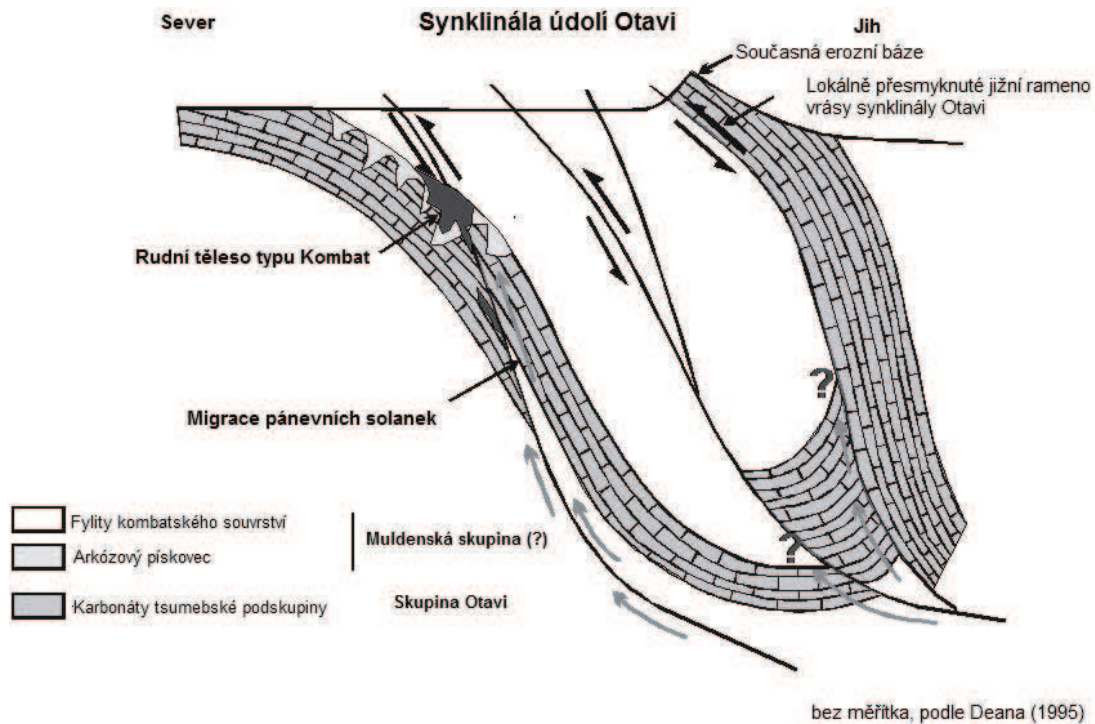
### 3.8 Geneze zrudnění

Pro vysvětlení vzniku mineralizace na ložisku Kombat má zásadní význam pochopení vztahu mezi oxidickými a silikátovými rudami železa a manganu a sulfidickou mineralizací.

Innes a Chaplin (1986) uvádějí, že Fe a Mn oxidické a silikátové původně vznikly v mořském prostředí, v období sedimentace arkózových pískovců souvrství Tschudi. Kloní se tedy k jejich syngedimentárnímu původu. Podle uvedených autorů byly posléze oxidické a silikátové rudy metamorfovány a zčásti hydrotermálně remobilizovány v průběhu hlavní deformační fáze D<sub>2</sub>. Autoři považují za pravděpodobné, že po remobilizaci a uložení oxidických a silikátových Fe a Mn rud v blízkosti rozhraní hüttenbergského souvrství a nadložní skupiny Mulden došlo ke změně pH fluid, ke snížení aktivity kyslíku a zvýšení aktivity síry, což mělo za důsledek vznik sulfidické mineralizace. Rudní textury podle Innese a Chaplina (1986) dokládají, že k uložení sulfidů došlo až po vzniku oxidů a silikátů Fe a Mn. Podle Innese a Chaplina vznikaly sulfidy syntektonicky. Autoři tak usuzují na základě studia rudních textur a struktur, které kontrolují tvar a pozici ložiskových těles sulfidické mineralizace. Nejdříve došlo k rozsáhlé hydrotermální pyritizaci okolních hornin a posléze ke vzniku sfaleritu, bornitu, tennantitu, chalkopyritu a galenitu (Innes a Chaplin, 1986).

Rovněž podle Deanea (1995) došlo k uložení oxidů a silikátů Fe a Mn v mořském prostředí, na okraj karbonátové platformy, krátce před transgresí a uložení organickým uhlíkem a sulfidy bohatých

sedimentů souvrství Owambo. Vzhledem k částečnému zachování zvrstvení tedy Deane (1995) oxidickou mineralizaci považuje za **stratiformní**, později hydrotermálně částečně remobilizovanou v úvodní fázi damarské orogeneze. Vznik sulfidické mineralizace je podle Deanea (1995) spojen s hlavní fází damarské orogeneze (fáze D<sub>2</sub>), kdy došlo k uvolnění fluid z damarských pánví a ke vzniku pánevních solanek, které extrahovaly měď a další kovy z klastických pánevních sedimentů. Ke vzniku mineralizace došlo reakcí solanek s karbonáty hüttenberského souvrství (obr. 12).



Obr. 12: Model vzniku sulfidické mineralizace ložiska Kombat (podle Deanea, 1995). Vznik sulfidické mineralizace je spojována s hlavní fází damarské orogeneze (fáze D<sub>2</sub>), kdy došlo k vytlačování fluid z damarských pánví a ke vzniku pánevních solanek, které extrahovaly měď a další kovy z klastických pánevních sedimentů. K uložení sulfidické mineralizace došlo reakcí solanek s karbonáty tsumebské podskupiny (hüttenberské souvrství). Rudy byly ukládány v místech průsečíků přírodních (přesmykových) struktur a zkrasovatělého povrchu karbonátů (dolomitů). Černé břidlicemi („fylity“) muldenské skupiny tvoří málo permeabilní „strop“ mineralizace.

Podle Frimmela et al. (1996) vznikaly při ukládání svrchního hüttenberského souvrství zlomy spojené s extenzí pánve Otavi. Cirkulace hydrotermálních fluid podél těchto extenzních struktur dala vzniknout chudé mineralizaci submarinně-exhalačního typu. Ve mělkých, oxických, podmínkách došlo k uložení oxidů a silikátů Fe a Mn, v hlubších, anoxických, podmínkách vznikla sulfidická mineralizace (Frimmel et al., 1996). Při kontinentální kolizi došlo k vytlačování fluid ve směru tlakového gradientu, tedy od centrální příkrovové zóny damarského orogénu směrem k okrajové karbonátové platformě na severu. Tato fluida (pánevní vody) se sebou nesla kovy vyloučené ze sedimentů s chudou mineralizací submarinně-exhalačního typu a pravděpodobně i z mafických hornin z podloží sedimentární pánve. Pánevní fluida byla zřejmě oxidačního charakteru nebo chudá sírou a při reakci s karbonáty došlo ke vzniku oxidické Fe-Mn mineralizace. Vznik sulfidické mineralizace byl podle Frimmela et al. (1996) zřejmě podmíněn redukcí pánevních fluid organickou hmotou a sulfidy bohatými černými břidlicemi muldenské skupiny, které mohly být i zdrojem sulfidické síry. Tyto břidlice současně působily jako málo propustná bariéra pro pohyb redukovaných fluid a ke vzniku mineralizace tak došlo v jejich bezprostředním podloží, v krasových strukturách hüttenberského souvrství které byly vyplněny písčitymi sedimenty souvrství Tschudi.

#### 4. SROVNÁNÍ MINERALIZACE NA LOŽISKU KOMBAT V NAMIBII S Fe-OXIDICKÝMI LOŽISKY MĚDI A ZLATA

Ložisko Kombat má některé znaky, které připomínají mineralizační styl Fe-oxidických ložisek Cu±Au. Je to zejména přítomnost starší Fe- a Mn-oxidické mineralizace a mladší sulfidické mineralizace, pro kterou je typická převaha chalkopyritu a bornitu nad pyritem, jak tomu je u většiny Fe-oxidických ložisek Cu±Au. Podobně jako u Fe-oxidických ložisek Cu±Au je morfologie ložiskových těles na ložisku Kombat velmi variabilní. Zrudnění je vázáno na tektonické brekcie, tvoří žíly, žilníky i nepravidelná tělesa masivních sulfidických rud. Vzhledem k tomu, že geochemie rud a alterací na ložisku Kombat nebyla zatím blíže studována, nelze s určitostí potvrdit, zda oxidické a sulfidické rudy obsahují zvýšené koncentrace zlata a dalších kovů, které jsou typické pro Fe-oxidická ložiska Cu±Au.

Na základě této studie však lze alespoň rámcově diskutovat podobnosti a odlišnosti Fe-oxidických ložisek Cu±Au a ložiska Kombat v Namibii.

(a) Geostrukturní pozice ložiska Kombat.

Řada australských nebo kanadských Fe-oxidických ložisek Cu±Au je vázána na riftové prostředí. Otevírání damarského riftu mezi dnešním kalaharským a konžským kratonem lze nejspíše datovat do období před 756 Ma (Hoffman et al. 1996; Prave 1996). Vznik ložiska Kombat však není, na rozdíl od australských a kanadských ložisek, vázán na extenzní stádium vývoje damarského riftu, nýbrž na období jeho uzavírání v průběhu damarské (pan-afričké) orogeneze ve svrchním neoproterozoiku (550 Ma až nejspodnější paleozoikum; Petters, 1991). Jedná se tedy o mineralizaci, která je synchronní s obdobím komprese.

(b) Fe-oxidická ložiska Cu±Au v Austrálii a v Kanadě vznikla v období paleoproterozoika až spodního mezoproterozoika (1,9-1,4 Ga; Williams a Pollard, 2002). Ložisko Kombat je mladší, jeho vznik je možno spojovat s druhou, nejvýznamnější, deformační epizodou damarské orogeneze (epizoda D<sub>2</sub>, stáří deformace: 550 - 537 Ma; Deane, 1995).

(c) Fe-oxidická ložiska Cu±Au lze podle vztahu k intruzím magmatických hornin rozdělit na magmatická (časově a prostorově spjatá s magmatickými komplexy a jejich hydrotermálním doprovodem) a ložiska nemagmatická, u kterých vztah mezi mineralizací a magmatickým aparátem chybí. Mezi těmito typy ložisek se nacházejí hybridní Fe-oxidická ložiska Cu±Au, při jejichž vzniku lze uvažovat o spolupůsobení magmatických a nemagmatických procesů. U ložiska Kombat vztah zrudnění a magmatických hornin chybí. Je proto evidentní, že je toto ložisko nejspíše možno srovnávat s nemagmatickými Fe-oxidickými ložisky Cu±Au, například s ložiskem Werneckeské brekcie v Yukonském teritoriu v Kanadě (Hunt et al. 2007). Toto Fe-oxidické ložisko Cu±Au se nachází v pískovcích, dolomitech a vápencích metamorfovaných ve facii zelených břidlic podobně jako ložisko Kombat (Hunt et al., 2007).

(d) Rudní tělesa ložiska Kombat jsou podobně jako zrudnění na ložisku Werneckeské brekcie a na řadě jiných Fe-oxidických ložisek Cu±Au v sedimentech vázána na zóny brekciace, tvoří žilníky a žilné roje nebo se vyskytují podél litologického rozhraní (mezi podložními dolomity tsumebské podskupiny a nadložními pískovci a černými břidlicemi skupiny Mulden). Ale je třeba připomenout, že morfologická variabilita rudních těles není specifickým rysem pouze Fe-oxidických ložisek Cu±Au.

(e) Minerální parageneze a sukcese různých typů mineralizací na ložisku Kombat odpovídají paragenezi a sukcesi většiny Fe-oxidických ložisek Cu±Au a to jak magmatického, hybridního nebo nemagmatického typu. Oxidické rudy Fe a Mn vznikaly v raném stádium mineralizace, sulfidická chalkopyrit-bornitová mineralizace je mladší a prostorově se s oxidickou mineralizací překrývá pouze částečně. Při interpretaci geneze ložiska Kombat je velkým problémem vznik oxidické mineralizace. Je možné, že se jedná o původně stratiformní akumulace sedimentárních rud nebo

vulkanosedimentárních rud, které byly zčásti remobilizovány v průběhu damarské orogeneze tak, jak se domnívají Innes a Chaplin (1986) nebo Deane (1995). Tyto oxidické rudy bohaté magnetitem mohly být příčinou redukce pozdějších sulfátových hydrotermálních roztoků a příčinou vzniku sulfidické mineralizace. Podobný model předkládají při vzniku Fe-oxidických ložisek Cu±Au v Austrálii v rudním revíru Olympic Dam v Austrálii Bastrakov et al.(2007). Naproti tomu Frimmel et al. (1996) se domnívají, že oxidické i sulfidické rudy na ložisku Kombat vznikly v rámci jednoho hydrotermálního procesu.

(f) Fe-oxidická ložiska Cu±Au jsou typická rozsáhlými aureolami alterací, z nichž nejrozsáhlejší jsou alterace sodno-vápenatého typu. Draselné alterace (sericitizace, vznik K-živce) jsou zastoupeny méně. Typickými minerály alterací sodno-vápenatého typu jsou albit, aktinolit, chlorit, skapolit a řada dalších minerálních fází. V případě, že se Fe-oxidická ložiska Cu±Au vyskytují ve vápencích, běžně vznikají granát-klinopyroxenové skarny. Výskyt reakčních skarnů, které doprovázejí oxidickou a manganovou mineralizaci na ložisku Kombat v karbonátových horninách, uvádějí na ložisku Kombat Innes a Chaplin (1986). Albitizace nebo skapolitizace okolních hornin však na tomto ložisku nebyla popsána. Nejběžnější alterací je kalcifikace okolních dolomitů a dolomitových brekcií, často spojená s hematizací a ukládáním minerálů manganu (pyroluzit; Innes a Chaplin, 1986).

(g) Geochemické složení Fe-oxidických rud Cu±Au je velmi variabilní. Vedle mědi a zlata jsou to i další prvky (Ag, As, Co, F, Mo, Nb, Ni, P a U, REE). Geochemické složení rud na ložisku Kombat nebylo nikdy blíže studováno. Ze studia rudních paragenezí je však zřejmé že rudy ložiska Kombat obsahují mimo mědi i menší množství arzenu (běžný tennantit), zinku (sfalerit) a olova (galenit). Vysoký obsah REE v oxidických rudách ložiska Kombat uvádí například Frimmel et al. (1996).

(h) Složení a teploty homogenizace fluidních inkluzí na Fe-oxidických ložiscích Cu±Au je rovněž velmi variabilní. Pro nemagmatická ložiska tohoto typu se teploty homogenizace pohybují v rozmezí 185-350 °C, salinita fluid od 3 do 42 hm.% NaCl ekv. (obr. 4). Velké rozdíly v salinitě fluid na nemagmatických ložiscích typu IOCG jsou většinou vysvětlovány jako důsledek míšení bazénových solanek a meteorických vod. Na ložisku Kombat se teploty homogenizace fluidních inkluzí pohybují podle Innes a Chaplina (1986) mezi 2 a 8 hm. % NaCl ekv., teploty mezi 230 až 280 °C . Dobeš (nepublikovaná data) uvádí pro fluidní inkluze v rudních karbonátech teploty homogenizace v intervalu 128 až 278 °C a salinitu v rozmezí 2,7 až 12 hm. % NaCl ekv., pro primární inkluze v křemeni teploty v rozmezí 108 až 134 °C a salinitu v rozmezí 1,7 až 19,6 hm. % NaCl. Chetty a Frimmel (2000) upřesnili teplotní interval vzniku hlavní fáze hydrotermální sulfidické mineralizace na základě studia fluidních inkluzí mezi 370 a 405 °C, pro pozdější metamorfni remobilizaci rud uvádějí dokonce teplotu kolem 400 °C. Salinita fluidních inkluzí je podle uvedených autorů velmi variabilní a dosahuje až 20 hm. % NaCl ekv. Je tedy zřejmé, že se hodnoty salinity i teploty homogenizace inkluzí na ložisku Kombat pohybují v rozsahu typickém pro nemagmatická Fe-oxidická ložiska Cu±Au.

(f) Izotopové složení sulfidů na nemagmatických Fe-oxidických ložiscích Cu±Au se většinou pohybuje ve velmi širokém rozmezí od -10 do +15 ‰ CDT (obr. 5) a indikuje různé zdroje síry nebo různé fyzikálně chemické podmínky vzniku sulfidů. Na ložisku Kombat se hodnoty izotopového složení rudních sulfidů pohybují od -1,44 do +22,31 ‰ CDT (nepublikovaná data). Izotopové složení rudních sulfidů v dolomitech je poměrně homogenní (-1,44 až +9,4 ‰ CDT; nepublikovaná data), zatímco izotopové složení síry rudních sulfidů (chalkopyrit, bornit, sfalerit, galenit) v černých břidlicích se pohybuje mezi 15,49 až 22,31 ‰ CDT (nepublikovaná data) a blíží se izotopovému složení nerudních sulfidů (pyritu a pyrhotinu) v černých břidlicích (21,35 – 24,17 ‰ CDT; nepublikovaná data). Na ložisku je tedy možno uvažovat o dvojím zdroji síry. Je pravděpodobné, že izotopové hodnoty sulfidů v dolomitech odpovídají izotopovému složení síry hydrotermálních fluid (pánevních solanek), zatímco obohacení rudních sulfidů těžkým izotopem v černých břidlicích odráží reakci hydrotermálních fluid s horninovými sulfidy (s pyritem a pyrhotinem). Izotopové termometry naznačují, že se teplota vzniku sulfidické mineralizace pohybovala mezi 130-180 °C.

(g) Genetický model navrhovaný Frimmelem et al. (1996) pro ložisko Kombat předpokládá, že zdrojem hydrotermálních roztoků byly pánevní vody damarského riftu, které se v různém poměru mísily s meteoritickou vodou. Tyto vody extrahovaly kovy z klastických sedimentů výplně riftu nebo ze submarinních exhalitů, které vznikaly v extenzní fázi vývoje riftu. Tento model je do jisté míry podobný modelu vzniku nemagmatických Fe-oxidických ložisek Cu±Au v riftové pánvi Salton Sea v Kalifornii (Barton a Johnson, 2000). Při vysvětlení mineralizace v této riftové pánvi uvažují Barton a Johnson (2000) o synchronním vulkanismu pouze jako o zdroji tepla, který vyvolal rozsáhlou cirkulaci pánevních solanek. V případě ložiska Kombat předpokládají Frimmel et al. (1996) že byly pánevní vody vytlačovány z hlubších částí pánevní výplně tlakem příkrovů, které vznikaly v centrální části damarského orogénu. Nevylučují však ani, že jejich cirkulace byla podmíněna i vysokým teplotním gradientem mezi centrální, silně zvrásněnou a metamorfovanou oblastí a karbonátovou platformou v předpolí orogénu. Vznik sulfidické mineralizace byl zřejmě podle Frimmela et al. (1996) podmíněn redukcí vytlačovaných pánevních fluid organickou hmotou a černými břidlicemi muldenské skupiny bohatými sulfidy, které mohly být i zdrojem sulfidické síry.

Z uvedeného srovnání Fe-oxidických ložisek Cu±Au a ložiska Kombat vyplývá, že je možné toto ložisko do jisté míry srovnávat s nemagmatickými Fe-oxidickými ložisky Cu±Au. To se týká zejména určujícího významu bazénových solanek při vzniku nemagmatických Fe-oxidických ložisek Cu±Au a ložiska Kombat. Tyto předběžné závěry by však bylo třeba potvrdit nebo vyvrátit detailním mineralogickým, geochemickým a izotopovým studiem ložiska Kombat a ložisek podobného typu v Namibii.

## 5. POUŽITÁ LITERATURA

- Baker T., Mustard R., Bin Fu, Williams P.J., Guoyi D., Fisher L., Mark G., Ryan C.G., 2008. Mixed messages in iron oxide–copper–gold systems of the Cloncurry district, Australia: insights from PIXE analysis of halogens and copper in fluid inclusions. *Mineralium Deposita*, 43: 599–608.
- Barton M.D., Johnson D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, 24: 259–262.
- Barton M.D., Johnson D.A., 2000. Alternative brine sources for Fe-oxide(-Cu-Au) Systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: PORTER, T.M. *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. PGC Publishing, Adelaide, str. 43–60.
- Barton M.D., Johnson D.A., 2004. Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. In *SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover*. Centre for Global Metallogeny, Spec. Pub. 33, The University of Western Australia, str. 112–116.
- Bastrakov E., Skirrow R.G., 2007. Fluid Evolution and Origins of Iron Oxide Cu-Au Prospects in the Olympic Dam District, Gawler Craton, South Australia. *Economic Geology*, 102: 1415–1440.
- Chetty D.; Frimmel H.E., 2000. The role of evaporites in the genesis of base metal sulphide mineralization in the Northern Platform of the Pan-African Damara Belt, Namibia: geochemical and fluid inclusion evidence from carbonate wall rock alteration. *Mineralium Deposita*, 35: 364–376.
- Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., de Haller A., 2006. Origin of fluids in iron oxide-copper–gold deposits: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  and Cl/Br. *Mineralium Deposita*, 41: 565–573.
- Corriveau L., 2007. Iron oxide copper-gold deposits: A Canadian perspective. In: GOODFELLOW, W.D. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5: str. 307–328.
- Deane J.G., 1995. The structural evolution of the Kombat deposits, Otavi Mountainland, Namibia. *Communs geol. Surv. Namibia*, 10: 99–107.
- Fisher L.A.; Kendrick M.A., 2008. Metamorphic fluid origins in the Osborne Fe oxide–Cu–Au deposit, Australia: evidence from noble gases and halogens. *Mineralium Deposita*, 43: 483–497.
- Frimmel H.E., Deane J.G., Chadwick, P.J., 1996. Pan-African Tectonism and the genesis of base metal sulfide deposits in the northern foreland of the Damara orogen, Namibia. *Society of Economic Geologist Special Publication*, 4: 204–217.
- Gleeson S.A., Smith M.P., 2009. The sources and evolution of mineralizing fluids in iron oxide–copper–gold systems, Norrbotten, Sweden: Constraints from Br/Cl ratios and stable Cl isotopes of fluid inclusion leachates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 5658–5672.
- Groves D.I., Bierein F.P., Meinert L.D.; Hitzman M.W., 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Economic Geology*, 105: 641–654.
- Groves D.I., Vielreicher N.M., 2001. The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: an end member of the iron oxide copper-gold-rare earth element deposit group?. *Mineralium Deposita*, 36: 189–194.
- Hoffman P.F., Hawkins D.P., Isachen C.E., Bowring S.A., 1996. Precise U-Pb zircon ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia. *Commun. Geol. Surv. Namibia*, 11: 47–52.

- Hunt J.A., Baker T., Thorkelson D.J., 2007. A Review of Iron Oxide Copper-Gold Deposits, with Focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an Example of a Non-Magmatic End Member and Implications for IOCG Genesis and Classification. *Exploration and Mining Geology*, 16: 209–232.
- Innes J., Chaplin R.C., 1986. Ore Bodies of the Kombat Mine, South West Africa/Namibia. In: Anhaessler C.R., Maske, S. *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, str. 1789–1805.
- Kerrick R., Goldfrab R., Groves D., Garwin S., Yiefei Y., 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China*, 43: 1-68.
- Marschik R., Fontboté L., 2001. The Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Cu-Au(-Zn-Ag) Deposits, Chile. *Economic Geology*, 96: 1799–1826.
- Miller R., McG., 1983. The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. In: Miller, R. McG. Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 11, str. 431–515.
- Misra K.C., 2000. *Understanding Mineral Deposits*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 845 str.
- Petters A.J., 1991: Structural evolution of the Lufulian arc in Zambia, Namibia and Congo Republic. *Structural Geology*, 12: 261–278.
- Pollard P.J., 2001. Sodic(-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl ± CaCl<sub>2</sub>-KCl fluids. *Mineralium Deposita*, 36: 93–100.
- Pollard P.J., 2006. An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita*, 41: 179–187.
- Prave A.R., 1996. Tale of three cratons: Tectonostratigraphic anatomy of the Damara orogen in northwestern Namibia and the assembly of Gondwana. *Geology* 24: 1115–1118.
- Sillitoe, R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38: 787–812.
- Skirrow R.G., Walshe J.L., 2002. Reduced and Oxidized Au-Cu-Bi Iron Oxide Deposits of the Tennant Creek Inlier, Australia: An Integrated Geologic and Chemical Model. *Economic Geology*, 97: 1167–1202.
- Williams P.J., Pollard P.J., 2001. Australian Proterozoic Iron Oxide-Cu-Au Deposits: An Overview with New Metallogenic and Exploration Data from the Cloncurry District, Northwest Queensland. *Exploration and Mining Geology*, 10: 191–213.