

JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI



MTA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

*MADEN YATAĞI ARAŞTIRMALARINDA*

# **ALTERE KAYAÇLAR PETROGRAFİSİ**

**KURS NOTLARI**

TMMOB  
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
JEOLOJİ KÜTÜPHANESİ

**Dr. YURDAL GENÇ**

TMMOB  
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
S. T. YAYINLARI KÜTÜPHANESİ  
Sıra No: 552.06 GEN/2001  
Tarih: 18.07

**5-16 Kasım 2001/MTA  
Ankara**

JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI YAYINIDIR



**JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
**YÖNETİM KURULU**

**Aydın ÇELEBİ**  
(Başkan)

**Diñer ÇAĞLAN**  
(II. Başkan)

**İsmet CENGİZ**  
(Genel Sekreter)

**Ali KAYABAŞI**  
(Sayman)

**Cevdet ÇAKIR**  
(Yayın Üyesi)

**Bülent BAYBURTOĞLU**  
(Mesleki Uygulamalar Üyesi)

**Yüksel METİN**  
(Sosyal İlişkiler Üyesi)

T M M O B  
JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
JEOLojİ KÜTÜPHANESİ

Değerli Meslektaşlar,

Geçmişten günümüze bilim ve mühendislik alanındaki uygulamaların toplumsal yaşamda giderek yaygınlaşması ve yaşama içselleştirilmesiyle beş temel bilim dalından biri olan jeolojiye de ilgi artmaktadır. Bu ilginin artmasında geçtiğimiz yıllarda yaşadığımız ve toplumsal yapımızda ekonomik, siyasal, kültürel ve yönetsel anlamda tahribat yapan büyük depremlerin de katkısı olduğu açıktır.

Ülkemizdeki jeoloji mühendislerinin mesleki demokratik kitle örgütü olan Jeoloji Mühendisleri Odası'nın Yönetim Kurulu, jeoloji bilimi ve uygulamalarının, yani mesleğimizde üretilen hizmetlerin kalitesini artırma ve ülke-toplum çıkarlarıyla buluşturma anlayışından hareketle meslektaşlarımızın meslek içi eğitim kursları ile yetkinleştirilmesini en önemli görevlerinden biri olarak algılanmaktadır. Bununla birlikte, meslektaşlarımızın görev yaptığı kuruluşların düzenli ve yeterli meslek içi eğitim verme olanakları sınırlı olabilmektedir. Meslektaşlarımızın eğitiminden doğan eksikliklerinin giderilmesi, meslek alanlarımızda yeni ve hızlı gelişmelerden haberdar edilmeleri ve bu alanlarda her an ülke ve toplum hizmetine hazır bulundurulmaları sürekli bir mesleki eğitimle sağlanabilir.

Meslektaşlarımız için zorunluluk olduğu kadar uygulayıcı kuruluşlar için de geçerli olan bu yaklaşım aynı zamanda ülke insan kaynaklarının en verimli şekilde kullanımına da olanak sağlayacaktır.

Mesleki hizmetlerde ülke ve kamu yararına öncelik verilerek her kademedeki teknik ve bilimsel işgücünün planlanması, gerekli personelin yetiştirilmesi ve eğitilmesi konusunda ilgili kuruluşlarla işbirliği yapmak Jeoloji Mühendisleri Odası'nın amaçları arasındadır.

Uygarılıkların beşiği olan Anadolu aynı zamanda madencilik de beşiğidir. Tarih öncesi devirlerden bu yana altın, bakır, demir gibi madenlerin işletilip tunç ve pirinç gibi alaşımların elde edildiği Anadolu'da maden mostralalarının tükendiği, bu nedenle yeni madenlerin arama yöntemleri geliştirilerek bulunabileceği gözden uzak tutulmamalıdır. Maden aramacılığında jeokimya, alterasyon mineralojisi ve jeofizik yöntemlerin daha etkin kullanılmasıyla örtülü ve gömülü madenlerin bulunma olasılığı artmaktadır. Bu bağlamda alterasyon dağılımı, altere kayaçların petrografisi ve jeokimyası önem kazanmaktadır.

Bu kapsamda, MTA Genel Müdürlüğü ile 2001 yılında gerçekleştirilen meslek içi eğitim seminerlerinden "Altere Kayaçların Petrografisi" adlı kursun tüm katılımcılara yararlı olmasından büyük mutluluk duymaktayız. Bu kursta bilgi birikim ve deneyimini aktaran Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim görevlisi Yrd. Doç. Dr. Yurdal GENÇ'e pratik uygulamalarda katkı koyan Dr. Kemal TÜRELİ'ye ve Genel Müdür Sn. Ali Kemal İŞIKER'in şahsında MTA Genel Müdürlüğü yetkililerine teşekkür ediyoruz.

Saygılarımızla,

YÖNETİM KURULU

## Önsöz

Geçen yıl JMO'dan "Altere Kayaçlar Petrografisi" konulu bir seminer talebi geldiğinde vermekte tereddüt ettim. Böyle bir konuda seminer vermek için petrografların daha yetkin olduklarını düşünüyordum. Kısa bir araştırmadan sonra gördüm ki altere kayaçlar konusuyla biz maden yatakları araştırmacıları jeolojinin başka konularında çalışan arkadaşlardan daha yakından ilgilimiz. Altere kayaç tanımlamaları ile ilgili ilk bilgi ve tanımlar eski madencilik bölgelerinden kaynaklanmakta. Örneğin skarn terimi eski isveç madencilerinin, greisen terimi eski alman madencilerinin, lisvenit terimi ise eski urallar yöresi madencilerinin kullandığı değişik kayaç alterasyonlarını belirten ifadeler. Bu örnekleri daha da artırabiliriz. Bu konulardaki güncel yayın ve çalışmalar da daha ziyade maden yatağı arama ve araştırmalarına yönelik yayınlarda yerini bulmaktadır. Bu nedenle bu konuda bir seminer verme cürretini kendimde gördüm.

Seminer içeriği katılımcıların ilgi alanları, bilgi seviyeleri ve seminer süresi dikkate alınarak belirlenmiştir. Katılımcıların MTA gibi uygulamaya dönük bir kurumun elemanlarından oluşması, seminerin kapsamının da teorik bilgilerden ziyade uygulamaya yönelik bilgilerden ve maden yataklarına odaklı oluşmasında önemli rol oynamıştır.

Seminer birer haftalık iki bölüm olarak planlandı. İlk hafta temel ve teorik bilgiler, ikinci hafta ise incekesit ağırlıklı uygulamaya yönelik bilgiler verilmiştir. Birinci hafta alterasyon-tipleri, -tanımları, -süreçleri; alterasyonların genel özellikleri, tanınmaları, parajenezleri ve maden yatakları açısından önemleri ayrıntılı olarak ele alınmıştır. İkinci hafta ise alterasyon türlerinin ve alterasyon minerallerinin el örneğinde ve mikroskopta tanınmasına yönelik bilgiler verilmiş ve katılımcılara, bizzat kendilerinin mikroskopta farklı tipteki altere kayaçları inceleme ve araştırma imkanları sağlanmıştır. Bu ikinci haftadaki uygulama çalışmaları Sayın **Dr.K. Türeli** ile birlikte yürütülmüştür.

Katılımcıların ellerindeki bu "kurs notlarını" bir kitap olarak değil, eksikleri bulunan ve hataları bulunabilecek ve sadece kursta anlatılanların kısa bir özetini içeren, kısa sürede hazırlanmış bir belge olarak değerlendirmelerini rica ederim.

## YANKAYAÇ ALTERASYONU

### Yankayaç alterasyonunun çalışılması

Hidrotermal süreçlerle oluşan maden yatakları çevresinde, yankayaçlarda yaygın alterasyonlara yani yankayaçın birincil minerallerinin dönüşümü sonucu oluşan ikincil mineral oluşumlarına rastlanır. Bu dönüşümler/alterasyonlar renk, doku, mineralojik ve kimyasal değişimleri kapsar. Alterasyonlar her zaman gözlenmeyebilir. Gözlendiği takdirde kayaçta renk değişimleri, yaygın mineral dönüşümleri ve rekristalizasyonlar (yeniden kristallenmeler) gibi özelliklerle ayırtlanırlar. Alterasyon tipleri ve süreçlerinin çalışılması, evrelerin belirlenmesi çok evreli bir çalışmayı gerektirir. Çalışma aşamaları aşağıdaki gibi sıralanabilir :

- İlk aşamada arazi ve mostra örneğinde kayaçlarda bir renk, yapı-doku ve fiziksel değişim olup olmadığı saptanır. Eğer bu değişimler gözlenirse, kayacın makro olarak tanımlanabilen mineralojik bileşimi ve dokusal özellikleri belirlenir ve not edilir.
- Kayaç içindeki mineral dağılımları mostra, el örneği ve incekesit/parlatma ölçeğinde ayrıntılı olarak incelenir. Bu incelemeler yapılırken belirli soruların cevaplanmasına yönelik gözlemlere özel bir dikkat sarfetmek gerekir. Cevaplanması gereken sorular şu şekilde sıralanabilir :
  - Alterasyon mineralleri/ ikincil mineraller kırık-çatlak-damarlar içinde mi yoksa kayacın genelinde mi gözleniyor ?
  - Seçimli bir alterasyon, dönüşüm var mı ? Yani ikincil mineraller hep belirli bir mineralden itibaren mi gelişiyor?
  - İkincil minerallerin yayılımı ne kadar? Bu mineraller kayaçların tamamını mı yoksa belirli bir kesimini mi etkilemiş?Ya da alterasyon minerallerinin dağılımı kırık-çatlak-damar sistemleri tarafından mı kontrol ediliyor?
  - Eğer ikincil minerallerin dağılımı büyük ölçüde kırık-çatlak-damar sistemleri tarafından kontrol ediliyorsa, farklı damar sistemlerinin olup olmadığı ve alterasyonu kontrol eden damar sistemlerinin konumları?
  - Alterasyon şiddetinde yönlere bağlı bir değişim olup olmadığı?
- Makro ve mikro ölçekte birincil ve ikincil minerallerin dokusal ve parajenetik ilişkilerinin belirlenmesi.
- İkincil mineral birliklerinin ve oluşum yaş sıralarının saptanması. Harita ve mostra örneğinde ikincil mineral yayılımlarının belirlenmesi. Alterasyon minerallerinin harita üzerine işaretlenmesi harita yapımı veya örneklerin alımı aşamalarında da yapılabilir. Fakat bu aşamalarda gözlemler çok genel olacağı için daha sonraki detay çalışmalarla desteklenmesi gerekir.

Alterasyon minerallerinin belirlenmesinde arazi ve petrografi çalışmaları her zaman yeterli olmayabilir. Özellikle çok ince taneli altere kayaçlarda ikincil mineraller ancak XRD yöntemiyle saptanabilir. Özellikle kil ve mika minerallerinin yaygın olduğu alterasyon türlerinde ikincil minerallerin cinsi ancak XRD ile saptanabilir. İkincil minerallerin kayaç içindeki oranının <math>\leq 5-10\%</math> dan az olduğu durumlarda mineralin cinsini saptamak XRD ile de mümkün olmayabilir. Bu durumda elektron mikroskoplarından (SEM) yararlanır.

Yankayaç alterasyonlarının türü ve oluşan ikincil minerallerin cinsi değişik etmenler tarafından kontrol edilir. Bu etmenler şu şekilde sıralanabilir:

- Değişime uğrayan birincil kayacın mineralojik ve kimyasal bileşimi
- Değişime neden olan çözeltilerin bileşimi (pH, fO<sub>2</sub>....)
- Çözelti/kayaç oranı
- Sıcaklık ve basınç koşulları

#### **Alterasyonların Adlandırılması**

Alterasyonların adlandırılması farklı şekillerde yapılır. Bu konuda jeoloji literatüründe bir standart adlama yoktur. Adlandırma ikincil kayaçların kimyalarına göre veya mineral içeriklerine göre yapılır. Örneğin, eğer ikincil kayaçlar birincil kayaçlara göre belirli bir element açısından zenginleşmişse alterasyon o element adıyla ifade edilir (silisleşme, potasik ve sodik alterasyon gibi). Burada ikincil kayaçların birincil kayaçlara oranla silisyum, potasyum ve sodyum açısından zenginleştiği anlaşılır. Mineral içeriklerine göre yapılan adlamada ise değişik iki yol izlenir. İkincil kayaçların birincil kayaçlardan farklı olarak içerdiği minerallerin adları verilerek alterasyonlar tanımlanır. Örneğin, kloritleşme, killeşme, karbonatlaşma, serisitleşme gibi. Bu adlama daha ziyade monomineralik alterasyonlar yani baskın olarak tek bir ikincil mineralin yaygın olduğu alterasyon adlamalarında geçerlidir. Eğer ikincil kayaçlar birden fazla alterasyon minerallerini yaygın olarak içeriyorsa o zaman alterasyonlar özel isimler alırlar. Örneğin, grayzenleşme, propilitleşme, skarnlaşma gibi.

Yankayaç alterasyonları magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaçlar içinde gözlenebilirler. Bu kayaçların tümünde aynı alterasyon tipleri gözlenebileceği gibi (ör. silisleşme, karbonatlaşma gibi) her kayaç grubuna özgü alterasyon tipleri de vardır (ör. ultramafik kayaçlara özgü lisvenitleşme gibi). Bu seminerde yankayaç alterasyonları bağlı oldukları kayaç gruplarına göre ele alınacaktır. Bu nedenle her kayaç grubunda gözlenebilen yaygın alterasyon türlerinde tekrarlar ortaya çıkacaktır. Konunun bütünlüğünün bozulmaması açısından bu tekrarlardan sakınılmamıştır.

Hidrotermal süreçlerle oluşan yataklar çevresinde, yankayaçlarda yaygın alterasyonlara yani yankayacın birincil minerallerinin dönüşümü sonucu oluşan ikincil mineral oluşumlarına rastlanır. Bu dönüşümler/alterasyonlar renk doku, mineralojik ve kimyasal değişimleri kapsar. Alterasyonlar her zaman gözlenmeyebilir. Gözlendiği takdirde kayacın renk değişimleri, yaygın mineral dönüşümleri ve rekristalizasyonlar (yeniden kristallenmeler) gibi özelliklerle ayırtlanırlar. Alterasyonun şiddeti kayacın oluşum sıcaklığı ile şu andaki veya alterasyona uğradığı andaki sıcaklık arasındaki farkla doğru orantılıdır. Alterasyonun yaygınlığı ise zaman, çözeltilerin miktarı v.b. gibi faktörlere bağlıdır. Uzamsal açıdan maden yatağı ile ilintili bu değişimlere yankayaç alterasyonu adı verilir. Alterasyonun yaygınlığı bazen cm.lerle ölçülür. Bazen de bu değişimler madenyatağı çevresinde km.lerle uzanımı olan (3-5 km.) porfiri bakır yataklarında olduğu gibi çok geniş haleler oluştururlar.

Temel olarak alterasyona neden olan çözeltilerin kaynağı ile ilgili olarak iki ayrı alterasyon türü söz konusudur. Bunlar **Hypogen** ve **Supergen** alterasyonlardır.

Hypogen alterasyon: aşağıdan gelen ve genellikle magmatik kökenli çözeltilerin neden olduğu alterasyondur. Supergen alterasyon ise yukarıdan gelen yani genellikle meteorik kökenli çözeltilerin oluşturduğu alterasyonu ifade eder.

Yankayaç alterasyonunu kontrol eden iki temel etmen vardır. Bunlar:

•Ana kayacın doğası, özellikleri

- kimyasal bileşimi
- tane boyu
- fiziksel durumu (çatlak/porozite durumu)
- permeabilitesi

•Cevher oluşturan çözeltilerin özellikleri

- kimyası
- pH ve Eh'sı
- basınç ve sıcaklık

Hidrotermal çözeltiler genelde zayıf asidiktirler fakat yankayaçla reaksiyona girdiklerinde veya yeraltı suyu ile karışırlarsa nötr veya zayıf bazik (alkali) olabilirler.

Yankayaç mineralleri hidrotermal çözeltilerden farklı derecelerde etkilenirler. Yankayaç minerallerinin hidrotermal çözeltilerden etkilenme dereceleri aşağıdaki gibi ifade edilebilir:



- Dayanımları en az olan mineraller  
Karbonatlar, zeolitler, feldispatoidler ve Ca-plajiolazlar
- Dayanımları orta derecede olan mineraller  
Piroksen, amfibol ve biyotitler
- Dayanımları en fazla olan mineraller  
Na-plajiolazlar, K-feldispatlar ve muskovit
- Çözeltilerden etkilenmeyen mineraller  
Kuars (genelde etkilenmez)

### Yankayaç Alterasyon Tipleri

Yankayaçlarda görülen en yaygın alterasyon tipleri şunlardır:

- ileri arjilik alterasyon (advanced argillic alteration)
- orta arjilik alterasyon
- serisitleşme
- propilitik alterasyon (propylitic)
- kloritleşme
- karbonatlaşma
- potasik alterasyon
- silisleşme
- feldispatlaşma (feldspathization)
- turmalimleşme

---

daha az yaygın gözlenen alterasyon tipleri

- alunitleşme
- piritleşme
- hematitleşme
- fenitleşme
- serpantinleşme

#### İleri arjilik alterasyon

Başlıca mineralleri: dikiit-kaolinit ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ), profilit ( $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ ) ve kuars. Diğer taraftan serisit, alunit ( $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ ), pirit, turmalin, topaz, zunyit ( $Al_{13}Si_5O_{20}(OH,F)_{18}Cl$ ) ve yüksek sıcaklıklarda andaluzit bulunabilir.

Bu bozunma türüne baz metal yataklarında, sıcak su kaynakları ortamlarında ve sığ derinliklerdeki kıymetli metal yataklarında rastlanır. İleri arjilik alterasyonda alkaliler ve kalsiyum aliminyumlu silikatlardan uzaklaştırılır. Minerallerden aliminyumun da uzaklaştırıldığı durumlarda silisleşme ve dışarıya doğru serisitleşmeye geçilir.

#### Orta arjilik alterasyon

Ana mineralleri kaolin ve montmorillonit gurubu minerallerdir. Bunlara amorf kil (allofan) de eşlik edebilir ve bu mineraller plajiyoklazların alterasyonları sonucu oluşurlar. Bu alterasyon türünde sülfid minerallerinin miktarı genelde önemli değildir. Orta arjilik alterasyon dışı doğru propilitik alterasyona geçebilir.

#### Serisitleşme

Ana mineralleri serisit ve kuvarstır. Bu minerallere sık sık pirit de eşlik eder. Potasyumca fakir yankayaçlara dışarıdan potasyum getirimi olursa serisitleşme ortaya çıkar. İkincil K-feldispat ve /veya biyotitin oluşumu ile serisitleşme potasik alterasyona geçiş gösterir. Florca zengin ortamlarda serisitle birlikte topaz, zünyit ve kuvars da bulunursa bu alterasyon türüne grayzenleşme adı verilir. Serisitleşme porfiri bakır yataklarında yaygın olarak görülür.

#### Propilitik alterasyon

Ana mineralleri klorit, epidot, albit, epidot (kalsit, dolomit, ankerit) tir. Zaman zaman serisit, pirit, manyetit ve daha az oranda da zeolitler bulunabilir. Genelde propilitik alterasyonun yayılımı çok geniştir ve maden yatağı aramalarında kullanışlı bir faktördür. Andezitik-diyoritik yankayaçlarda yaygındır. Porfiri bakır yataklarında diğer alterasyon kuşaklarını çevreler.

#### Kloritleşme

Ana mineralleri klorit kuvaers ve turmalindir.. Bu minerallerin yanısıra propilitik alterasyonda gözlenen diğer mineraller ve anhidrit de bulunabilir. Kayaçtaki mafik minerallerin kloritleşmesi veya dışarıdan magnezyum ve demir getirimi sonucu ortaya çıkar.

#### Karbonatlaşma

Missisipi tipi kurşun-çinko yataklarında kireçtaşlarının dolomitleşmesi veya damar tipi yataklarda silikat kayaçlarının ankeritleşmesi şeklinde görülür. Özellikle damar tipi altın yataklarında yaygın olarak görülür. Bu alterasyon tipinde görülen başlıca mineraller; ankerit, serisit, albit, kuvars, pirit ve arsenopirittir.

### Potasik alterasyon

Ana mineralleri K-feldispat ve/veya biyotittir. Klorit ve anhidrit yer yer önemli olabilir. Pırfiri bakır yataklarında yaygın olarak görülür ve alterasyon kuşaklarının merkezinde yer alır.

### Silisleşme

Altere kayaçta kuvars veya kriptokristalin silika (çört-opalin silika) oranının yükselmesidir. Kayaçta silika oranının yükselmesi çözeltiler tarafından getirilen veya diğer silikat minerallerinin alterasyonu sonucu açığa çıkan silika nedeniyle olabilir.

Porfiri Mo-Cu, Pb-Zn, Florit, Barit ve altın yataklarında yaygın olarak görülür.

### Feldispatlaşma

Potasyum veya sodyum metasomatizması sonucu oluşur. Başlıca mineralleri K-feldispat ve albittir. Potasik alterasyonda gözlenen diğer mineraller gözlenmez.

### Turmalinleşme

Yankayaçta turmalin miktarının artması şeklinde ortaya çıkar. Orta ve yüksek oluşum sıcaklığına sahip yataklarda gözlenen bir alterasyon türü. Tipik olarak kalay ve altın yataklarında gözlenir.

Alunitleşme, piritleşme, hematitleşme, fenitleşme ve serpantinleşme gibi alterasyon türleri maden yatakları açısından yukarıda verilen alterasyon tipleri kadar önemli değildir. Alunitleşme hem hipojen hem de superjen kökenli olabilir. Yankayacın alunitçe zenginleşmesidir. Piritleşme yankayaca dışarıdan bir kükürt getirimi ile oksitler ve mafik minerallerin pirite dönüşümü sonucu oluşur. Hematitleşme daha ziyade uranyum yataklarında görülen bir alterasyon türüdür. Fenitleşme karbonatlara bağlı yataklarda, karbonatit ve alkali kompleksler etrafında gözlenen bir alterasyon türüdür. Kayaç SiO<sub>2</sub> açısından fakirleşirken Na, K, CO<sub>2</sub>, CaO ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> açısından zenginleşir. Nefelin, egirin, sodik amfibol (ribekit) ve alkali feldispat (ortoklaz, mikroklin ve albit) oluşumu ile karakteristiktir. Alkali feldispatlar yaygın olarak hematit kapanımları içermeleri nedeniyle kırmızı renklidirler. Bu ikincil mineraller açısından zenginleşmiş altere kayaşlar 'fenit' olarak isimlendirilirler. Serpantinleşme ve buna eşlik eden talk oluşumu hem ultrabaziklerde hemde kireçtaşlarında olabilir. Bazı altın ve nikel yatakları için tipik bir alterasyon türüdür. Bu alterasyon türü kireçtaşlarında gözleniyorsa kayaca dışardan SiO<sub>2</sub> ve H<sub>2</sub>O ve sık sık ta Mg getirimi var demektir.

## MAGMATİK SİSTEMLER

### MAGMATİK KAYAÇLARDA GÖZLENEN ALTERASYONLAR

**Potasik alterasyon (biyotitçe zengin):** potasyum silikat-biyotit alterasyonu olarak da isimlendirilir.

*Mineral parajenezi:* Biyotit (flogopit), K-feldispat(ortoklaz) ve manyetit ana mineralleridir. Bu minerallerin yanısıra daha az ve değişen oranlarda kuvars, anhidrit, albit, aktinolit, rutil, apatit, serisit, klorit ve epidot içerir.

*Bulunuş ortamları:* Porfiri yatakların en iç kesimlerinde gözlenirler. Özellikle diyorit, monzonit, granadiyorit gibi kayaçlara bağlı porfiri yataklar veya mafik-ortaç bileşimli volkanik yankayaçlara sahip porfiri sistemlerde yaygın olarak gözlenir.

**K-silikat alterasyonu:** Potasik alterasyon olarak da adlandırılır.

*Mineral parajenezi:* K-feldispatlar ana mineralidir. K-feldispatlar ortoklaz veya mikroklin bileşiminde olabilir. Bu minerallere değişen oranlarda kuvars, albit, muskovit, anhidrit ve epidot eşlik edebilir.

*Bulunuş ortamı :* Özellikle granadiyorit-kuvars monzonit, granit, siyenit gibi felsik intrüzyonlara bağlı porfiri sistemlerin en iç kesimlerinde gözlenirler.

**Sodik alterasyon:** sodik-kalsik alterasyon olarak da bilinir.

*Mineral parajenezi:* Ana mineralleri albit ve aktinolitdir. Bu ana minerallere değişen oranlarda diyopsit, kuvars, manyetit, titanit, klorit, epidot ve skapolit eşlik eder.

**İllik alterasyon:** Serisitik alterasyon olarak da isimlendirilir.

*Mineral parajenezi:* Ana minerali serizittir (muskovit-illit). Serizitin yanısıra kuvars, pirit, klorit, hematit ve anhidrit de içerebilir.

*Bulunuş ortamı:* Porfiri sistemlerde en iç kısımdaki potasik alterasyon zonunu çevreleyen bir kuşak şeklinde gözlenir. Daha önce oluşan potasik alterasyonu da etkiler. Porfiri sistemlerde cevher büyük ölçüde bu zon içinde bulunur.

**Ortaç arjilik alterasyon:** Serisit-klorit-kil (SKK-ing.SCC) veya arjilik alterasyonu olarak da bilinir.

*Mineral parajenezi:* Ana mineralleri serizit (illit-smektit), klorit ve kaolinittir(dikit). Ayrıca montmorillonit, kalsit, epidot ve pirit te içerebilir.

*Bulunuş ortamı:* Yayılımları genelde belirli tektonik hatlar tarafından kontrol edilir. Porfiri sistemlerin üst kesimlerinde gözlenirler.

**İleri arjilik alterasyon:** *Mineral parajenezi;* ana mineralleri pirofillit ve kuvarstır. Değişen oranlarda da serizit, andaluzit, diaspor, korund, alunit, topaz, turmalin dumortiyerit, pirit ve hematit içerebilir.

*Bulunuş ortamı:* Genelde porfiri sistemlerin üst kesimlerinde gözlenir. Ayrıca diğer alterasyon tiplerini kesen pirit damarlarının etrafında, kenarlarını çevreleyen bir kuşak şeklinde de gözlenir.

**Grayzenleşme:** Ana mineralleri topaz ve muskovittir. Ayrıca değişen oranlarda kuvars ve turmalin içerir.

**Bulmuş ortamı:** Peraluminus granitlere bağlı cevherleşmelerle ilintili bir yüksek sıcaklık alterasyonudur.

**Kalsik Skarn:** Ana mineralleri granat, klinoproksen ve vollastonittir. Ayrıca değişen oranlarda aktinolit, tremolit, vezüviyan ve epidot içerebilirler. Karbonatlı kayalarla intruzif dokanalarında gözlenirler. Yankayaçlar içinde gelişmişlerse ekzoskarn, intruzifler içinde gelişmişlerse endoskarn adını alırlar. Andradit ve diyopsit açısından zengin skarnlar daha ziyade porfiri bakır sistemleriyle ilişkili skarnlarda, grossular ve hedenbergitli skarnlar ise altın, wolfram ve kalay içeren skarnlarda daha yaygındır.

**Magnezyum Skarn:** Ana mineralleri forsterit ve diyopsit veya serpantinit ve talktır. Değişen oranlarda kalsit, manyetit ve tremolit de içerebilirler. Magnezyumlu skarnlar dolomitik yankayaçlarda gelişir. Yüksek sıcaklıklarda oluşan skarnlar forsterit-diyopsitten oluşurken daha düşük sıcaklık skarnları serpantin ve talktan oluşur. Serpantin ve talk ayrıca serpantin ve klinopiroksenlerden retrograd evrede de oluşabilir.

**Retrograd Skarn:** Ana mineraller kalsit ve klorittir. Ayrıca hematit, illit-smektit, montmorillonit-nontronit ve pirit te içerebilirler. Genelde daha önce oluşan yüksek sıcaklık skarn minerallerinin yerini alırlar. Ayrıca karbonatlı yan kayalar içinde de gelişebilirler.

**Propilitik Alterasyon :** Ana mineralleri klorit, epidot, albit ve kalsittir. Ayrıca aktinolit, serizit, kil ve pirit de içerebilir. Genelde porfiri sistemlerin en dış zonunda gelişirler. Bazı propilitik alterasyonlarda iç kesimler aktinolitçe zenginken dışa doğru epidot daha yaygın olarak gözlenir.

## EPİTERMAL SİSTEMLER

### YÜKSEK SÜLFÜRLÜ EPİTERMAL ALTERASYONLAR

**Boşluklu silika alterasyonu (vuggy silica):** Boşluklu kuvars alterasyonu olarak ta bilinir. Ana mineralleri kuvarstır. Ayrıca değişen oranlarda rutil, alun,t, kükürt, barit, hematit, pirit ve jarosit de bulunabilir.

**Bulumuş ortamı:** Kırık-çatlak ve fay zonlarına bağlı olarak gözlenir. Geçirgenliği yüksek litolojilerde ise değişik büyüklüklerde zonlar veya kütleler şeklinde gözlenebilir. Porfiri sistemlerin üst seviyelerinde gözlenebilirler. Ancak daha ziyade yüzeye yakın epitermal sistemler için karakteristiklerdir.

**Silisik alterasyon:** Ana minerali kuvarstır. Bunun yanısıra değişen oranlarda kalsedon, alunit, barit, pirit ve hematit içerir.

**Bulumuş ortamı:** Kayaca dışarıdan silika ilave edildiğini gösterir. Silisik alterasyon kayacın yıkanması şeklinde gözlenebileceği gibi kayacın yıkanması sırasında oluşan boşlukların kuvars tarafından doldurulması şeklinde de gözlenebilir. Porfiri sistemlerde ve sığ epitermal derinliklerde yüksek sülfürlü ortamlar için karakteristik bir alterasyon türüdür.

**İleri arjilik alterasyon:** Asit sülfat alterasyonu olarak ta bilinir. *Ana mineralleri* kuvars, kaolinit/dikit ve alunittir. Değişen oranlarda diaspor, profillit, rutil, zunyit, alumino fosfatve sülfatlar, kükürt, pirit ve hematit de içerebilirler.

**Bulumuş ortamı:** Bazı porfiri sistemlerin üst zonlarında (litocap) geniş yayımlı zonlar şeklinde ve ayrıca yüksek sülfür içerikli epitermal yatakların etrafında onları kuşatan bir zarf şeklinde gözlenir.

**Arjilik alterasyon:** Orta derecede arjilik alterasyon olarak ta adlandırılır. *Ana mineralleri* kaolinit/dikit, montmorillonit, illit ve simektittir. Daha az oranlarda kuvars ve pirit de içerir. **Bulumuş ortamı:** Yüksek sülfürlü epitermal sistemlerde ileri arjilik ve propilitik alterasyon arasında bir geçiş zonu olarak gözlenir.

**Propilitik alterasyon:** Ana mineralleri kalsit, klorit, epidot ve albittir. Ayrıca değişen oranlarda serisit, kil ve pirit içerebilir. **Bulumuş ortamı** epitermal sistemlerde beşyüz metreden daha derinlerdeki yoğun alterasyon zonlarının dış kesimlerinde gözlenirler.

## DÜŞÜK SÜLFÜRLÜ EPİTERMAL-JEOTERMAL SİSTEMLERDE GÖZLENEN ALTERASYON TÜRLERİ

**Silisik alterasyon:** Ana mineraller kuvars kalsedon ve opaldir. Ayrıca değişen oranlarda pirit ve hematit de içerebilir. *Bulumuş ortamı* Genelde oldukça sığ derinliklerde kırık, çatlak ve damarların etrafında veya geçirgen zon ve kayalarda gözlenir. Kayaç silika minerallerince ornatılır. Ayrıca yeraltı su seviyesi düzleminde kayacın ornatılması sonucu yatay tabaka şekilli silisik zonlar şeklinde de gözlenir. Bu tabaka/band şekilli silisleşmiş zonları sıcak su çökelleriyle karıştırmamak gerekir. Yatay, silisleşmiş zonların üzerinde ileri arjilik alterasyon zonları gözlenir.

**Adularya alterasyonu:** Ana mineralleri ortoklazdır (adularya). Ayrıca daha az oranlarda kuvars, serizit-illit, ve pirit de gözlenebilir. *Bulumuş ortamı* Sığ-orta derinliklerdeki epitermal sistemlerde yaygın olarak gözlenen bir alterasyon türüdür. Adularyanın varlığı sistemde kaynamanın gerçekleşmiş olduğuna işaret edebilir. Yoğun adularya alterasyonu görünüş ve renk açısından silisleşme ile karıştırılabilir. Genelde plajiyoklazların seçimli olarak adularya tarafından ornatılması şeklinde gözlenir. Bu özelliğiyle kırık-çatlak sistemlerinin etrafında gözlenen sınırlı yayılımı olan alterasyonlardan ayrılır.

**Serizitik alterasyon:** Arjilik alterasyon olarak da isimlendirilir. *Ana mineralleri* serizit (muskovit), illit-simektittir. Ayrıca değişen oranlarda montmorillonit, kaolinit, kuvars, kalsit, dolomit ve pirit de içerir. *Bulumuş ortamı:* Damarların etrafında veya geçirgen litolojilerde ornatmalar/yerini almalar şeklinde gözlenir. Cevherli zonlardan uzaklaştıkça serizitten kil minerallerine geçiş gösterebilir. Cu, Pb-Zn ve Sn açısından zengin derin epitermal sistemlerde alterasyondaki karbonat minerallerinin oranı artabilir. Ayrıca bazı epitermal sistemlerin yüzeye yakın kesimlerinde tabaka şekilli, yatay, karbonat içeren serisitik zonlar da gözlenebilir.

**İleri arjilik alterasyon (asit sülfat alterasyonu):** Ana mineralleri kaolinit, alunit, kristobalittir. Değişen oranlarda opal kalsedon, kükürt, jarosit ve pirit de içerebilir. *Bulumuş ortamı* aktüel epitermal sistemlerde yeraltı su tablasının (eski epitermal sistemlerde paleo su tablası) üzerindeki zonlarda yoğun olarak gözlenir. Bu ortamlarda gözlenmesinin nedeni su tablasının üzerindeki zonların oksijen açısından zengin olması ve epitermal sistemdeki yüzeye çıkan gazların (H<sub>2</sub>S, S gibi) oksidasyonu ve yoğunlaşmasıdır. Bu alterasyon zonlarına çamur havuzları, fumaroller ve kükürt çökelleri eşlik eder.

**Silika-karbonat alterasyonu:** Listvenitleşme olarak ta bilinir. *Ana mineralleri* kuvars, manyezit, kalsit ve dolomittir. Ultramafik kayaların jeotermal çözeltiler tarafından sığ derinliklerde ornatılmasıyla oluşurlar.

**Piropilitik alterasyon:** Zeolitik alterasyon olarak ta isimlendirilir. Ana mineralleri kalsit, epidot ve vairakittir. Daha az oranlarda da klorit, albit, illit-smektit, montmorillonit ve epidot içerebilir. Epitermal sistemlerin etrafında geniş olanlarda gözlenen bir alterasyon türüdür. Alterasyonda zeolit oranının azalması alterasyon derinliğinin ve sıcaklığının arttığını gösterir.

## MESOTERMAL ALTERASYONLAR

**Karbonat alterasyonu:** Ana mineralleri kalsit ve ankerittir. Daha az oranlarda dolomit, kuvars, muskovit, klorit, pirit ve pirotin de gözlenir. *Bulunuş ortamı* Damarlarda ve damarların etrafında veya makaslama zonlarında gözlenir. Ayrıca mafik-ultramafik kayaların ornatılması şeklinde de gözlenir. Bölgesel ölçekte geniş alanlarda gözlenebilir fakat her zaman cevherleşmeyle ilintili olmayabilir.

**Kloritik alterasyon:** Ana mineralleri klorittir. Kloritin yanısıra değişen oranlarda muskovit, kuvars, aktinolit, pirit ve pirotin de içerebilir. *Bulunuş ortamı*, özellikle mafik volkanik ve volkanoklastik sedimanter kayalar içindeki damarlarda ve damarların etrafında gözlenir.

**Biyotitik alterasyon:** Ana minerali biyotittir. Değişen oranlarda ise klorit, kuvars, pirit ve pirotin içerir. *Bulunuş ortamı*, özellikle sedimanter kayalar içindeki damarlarda ve damarların etrafındaki gözlenir.

**Jasperoid alterasyonu:** Çört alterasyonu olarak ta bilinir. Ana mineralleri kuvarstır. Kuvarsın yanısıra değişen oranlarda pirit ve hematit de içerir. Kireçtaşlarının veya diğer sedimanter kayaların tamamen ince taneli kuvars tarafından ornatılması şeklinde ortaya çıkarlar. Breşleşmeler de sık sık ornatmalara eşlik eder. Bu tür alterasyonlar genelde Carlin tipi altın yatakları ve kireçtaşları içindeki florit, barit ve kurşun çinko yatakları için de tipik olabilir. Ayrıca skarnların dış zonlarında da jasperoid alterasyonları gözlenebilir. Alterasyona neden olan çözeltilerin kökeni magmatik, sedimanter veya metamorfik olabilir. Bu alterasyonlar orta derinliklerdeki (>2km den sığ derinliklere kadar) oluşum koşullarında yaygın olarak gözlenir.



## VOLKANOJENİK MASİF SÜLFİD YATAKLARINDA GÖZLENEN ALTERASYONLAR

**Serisitik alterasyon:** Ana mineralleri serisit ve kuvarstır. Ayrıca değişen oranlarda pirit, klorit, andaluzit ve kloritoyit de içerebilirler. *Oluşum ortamı* Genelde masif sülfid merceğinin altındaki ştokvörk kök zonunda gözlenir. Ortaç ve asidik volkanik kayalarda yaygın olmasına rağmen daha bazik kayalarda da gözlenebilir. Andaluzit ve kloritoyid metamorfizma geçirmiş alterasyon zonlarında gözlenir.

**Kloritik alterasyon:** Ana mineraller klorittir. Tali mineraller kuvars, serizit, pirit, kordiyerit ve biyotittir. *Oluşum ortamı* masif sülfid yataklarının alt kesimleridir. Demirce zengin kloritler ştokvörk kök zonunun en iç kesimlerinde gözlenirken magnezyumlu kloritlerin dağılımı düzensizdir. Mg-kloritler genelde ştokvörk zonun dış ve üst kesimlerinde gözlenirler. Kordiyerit ve biyotitin varlığı metamorfizma geçirmiş Mg-Fe klorit alterasyon zonlarını belirtir.

**Silisik alterasyon:** Ana minerali kuvarstır. Tali mineralleri pirit, serizit ve K-feldispattır. *Oluşum ortamı* masif sülfid yataklarının alt kesimlerinde gözlenir. Özellikle tüflü, geçirgen kesimlerde yaygındır. Zaman zaman bu silisleşmiş kesimler kimyasal sedimanlar olan çörtlerle karıştırılır. Dikkatli olmak gerekir. Silisik alterasyonlar damar tipi yatakların yan kayalarında da gözlenir.

**Karbonat alterasyonu:** Ana mineralleri dolomit ve siderittir. Değişen oranlarda ve daha az miktarlarda ankerit, kalsit, kuvars, serizit, klorit ve pirit te içerebilirler. *Bulmuş ortamı* ; yanal ve düşey yönde devamlılıkları/yayımları fazladır. Saçınımlar ve cepler şeklinde gözlenirler. Sülfid yataklarının özellikle taban kayalarında yaygındırlar. Karbonatların bileşimi cevherli zondan uzaklığa bağlı olarak değişiklikler gösterebilir.

## SEDİMANLARA BAĞLI MASİF SÜLFİD YATAKLARINDA GÖZLENEN ALTERASYONLAR

**Silisik alterasyon:** Ana mineralleri kuvarstır. Kuvarsın yanısıra değişen oranlarda muskovit, siderit, dolomit, granat, selsian, pirotin, pirit ve barit te içerebilir. *Bulmuş ortamı* ; sülfid yatağının tabanındaki kayalarda yaygın olarak gözlenir. Ayrıca yatağın baritçe zengin kesimlerinde de gözlenir. Seyrek olarak tavan kayalarında da gözlenir. Kalker içeren kesimlerde silisleşmeler daha belirgin ve yaygındır. Ancak silisleşme zonları silis içerikleri yüksek silisli şeyl ve çört gibi kayalarla karıştırmamalıdır. Silisleşmiş kesimler metamorfizma geçirmişlerse granatlı kuvarsitler olarak karşımıza çıkabilirler.

**Turmalinleşmeler:** Turmalinit alterasyonu olarak ta bilinir. Ana minerali turmalindir. Turmalinin yanısıra tali olarak muskovit, kuvars ve pirotin de içerebilir. *Bulumuş ortamı* Masif sülfid yataklarının taban kayaçlarında yaygın olarak gözlenir. Bu kesimlerde saçınımlı piritler de turmalinlere eşlik eder. Turmalinleşmeler feldispatça zengin tabakalarla sınırlıdır.

**Karbonat alterasyonu:** Ana mineralleri ankerit, siderit, kalsit ve kuvarstır. Az miktarda muskovit ve pirotin de içerebilir. Alterasyon minerallerinin dağılımı genelde saçınımlı, özşekilli taneler halindedir. Masif sülfid merceğinin hemen altındaki kayaçlarda ve ayrıca yatağın baritçe zengin kesimlerinde yaygın olarak gözlenir. Özellikle kalkerli seviyelerde belirli hatlara bağlı olarak saçınımlı ankerit ve sideritler geniş alanlarda yayılım gösterirler.

**Serizitik alterasyon:** Ana mineralleri serizit, klorit ve kuvarstır. Değişen oranlarda pirotin, pirit ve albit de içerebilir. *Bulumuş ortamı* Masif sülfid yatağının etrafında gözlenirler. Yayılımı geniş alanlar kaplayabilir. Feldispatça zengin kayaçlar daha kolaylıkla serizitleşebilirler. Yüksek dereceli metamorfik etkiler altında kalmış serizitik alterasyon zonları K-feldispatça zengin metamorfik kayaçlar olarak karşımıza çıkarlar.

**Albitleşme:** Ana mineraller albit, klorit ve muskovittir. Ayrıca değişen oranlarda da biyotit içerebilir. *Bulumuş ortamı* masif sülfid merceği ve etrafındaki kayaçlarda gözlenir. Özellikle feldispatça zengin kayaçlarda belirgin olarak ortaya çıkar. Ayrıca belirli kırık-fay hatları boyunca da yaygın olarak gelişebilir. Diğer taraftan mafik intrüzyonların etrafında da bu tür alterasyonlara rastlanabilir.

## METAMORFİK BÖLGELERDE PRE-METAMORFİK HİDROTERMAL ALTERASYONLARIN SAPTANMASI

Hidrotermal maden yatakları ve hidrotermal yankayaç alterasyonlarının metamorfizması jeolojinin fazla araştırılmamış bir alanıdır. Bunun nedeni de hidrotermal alterasyonlarda gözlenen mineral parajenezlerinin metamorfik mineral parajenezleri ile son derece benzer hatta aynı olmasıdır. Bununla birlikte yankayaç alterasyon zonlarında gözlenen mineraller kimyasal bileşimlerdeki farklılıklarla normal, hidrotermal çözelti etkisi altında kalmamış metamorfik minerallerden ayırt edilebilirler. Örneğin hidrotermal alterasyon ürünleri kloritleri Fe/Mg oranlarıyla, feldispatlar ise Ba içerikleriyle normal metamorfik eşdeğerlerinden ayrılabilirler. Bu örnekte olduğu gibi gerçek metamorfik dönüşümlerle hidrotermal alterasyon sonucu değişimleri birbirinden ayırmak için birtakım ölçütler/kriterler her zaman bulunabilir. Örneğin yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış bir bölgede bir porfiri sistemin propilitik zonunu ayırt edebilmek son derece güçtür ama olanaksız değildir. Propilitik alterasyon mineral (klorit, epidot, karbonat, pirit) parajenezleri ve yeşilist fasiyesi mineral parajenezleri aynı minerallerden oluşur. Fakat kayaçta anormal pirit bolluğu, mineral parajenezlerinin tedrici olarak serizitik zona geçmesi ve alterasyon minerallerinin belirli alanlarda sınırlı kalması gibi kriterler mineral parajenezlerinin normal metamorfik süreçlerle oluşmadığını porfiri sistemlerle ilişkili olduğunu ortaya koyar. Yeşilist fasiyesinden daha yüksek dereceli metamorfizma etkisinde kalmış bölgelerde durum daha karmaşık bir hal alır. Bu koşullar altında bir yatağın veya alterasyonun metamorfizma öncesi veya metamorfizmayla eş yaşlı olduğunu ya da metamorfizma sonrasında oluştuğunu saptayabilmek çok güçtür. Üstelik bir de retrograt metamorfik etkiler varsa durum daha da karmaşıklaşır.

Orta ve yüksek dereceli metamorfizmadan etkilenmiş bölgelerde yatak-metamorfizma ilişkilerini saptayabilmek için yatakta ve yankayaçlarda yapı ve doku çalışmaları yapmak gerekir. Bu gibi durumlarda cevher minerallerinin yankayaçlarla aynı deformasyon ve metamorfik olaylardan etkilenip etkilenmediği araştırılır. Hidrotermal alterasyonun varlığını araştırmak için tüm kayaç kimyası ve mineral kimyası belirlenir. Örneğin metamorfizmaya uğramış asit sülfat asit zonunda düşük K + Na ve Al zenginleşmesi beklenir. Bazı anahtar minerallerin kimyaları incelenir. Çünkü alterasyon ürünü minerallerde bazı elementler veya element oranları normal metamorfik minerallerden farklılıklar gösterir. Örneğin granat, manyetit, muskovit ve kloritin Zn, Ba, Mn ve Fe/Mg içerikleri ve oranları normal metamorfik eşdeğerlerine göre farklılıklar gösterir ve hidrotermal ortamlar için karakteristik olabilirler. Diğer taraftan bazı metamorfik mineraller ve kayaçlar Scott'a (1989) göre aşağıdaki ilksel mineral veya kayaçlara işaret ederler.

### Metamorfik mineraller

Çört/kuvarsit  
Hematit/manyetit  
Granat  
Sillimanit  
Gahnit (ZnAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>)  
Muskovit  
Kordiyerit

### ilksel mineraller

jel silika veya opal, kalsedon  
Fe-hidroksitler  
Fe-Mn klorit/ şamozit  
kaolinit  
çinko içeren kaolinit  
İllit  
Aliminyumca zengin kil ve kloritler

**SIK RASTLANAN ALTERASYON MİNERALLERİ ve FORMULLERİ**

Aktinolit	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[(\text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}]$
Adularya	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
Albit	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
Alunit	$\text{KAl}_3[(\text{OH})_6/(\text{SO}_4)_2]$
Andaluzit	$\text{Al}_2[\text{O}/\text{SiO}_4]$
Anhidrit	$\text{CaSO}_4$
Apatit	$\text{Ca}_5[(\text{F,OH,Cl})/(\text{PO}_4)_3]$
Barit	$\text{BaSO}_4$
Biyotit	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_3[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$
Brusit	$\text{Mg}(\text{OH})_2$
Diyaspor	$\text{AlOOH}$
Dolomit	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Dumortiyerit	$(\text{Al,Fe})_7[[\text{O}_3/\text{BO}_3/(\text{SiO}_4)_3]$
Epidot	$\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$
Florit	$\text{CaF}_2$
Granat	$\text{R}_3\text{Z}_2[\text{SiO}_4]_3$
Hematit	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
İllit (Hidromuskovit)	$(\text{K,H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$
Kalsit	$\text{CaCO}_3$
Kaolinit	$\text{Al}_2[(\text{OH})_4/\text{Si}_2\text{O}_5]$
Klinopiroksen (Diyopsit-Ojit)	$(\text{Ca, Mg, Fe, Ti,Al})_2[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$

Klorit	Ortoklorit(Mg,Fe,Al) <sub>6</sub> [(OH) <sub>8</sub> /AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ]; leptoklorit (Mg,Fe) <sub>5-4</sub> (Al-Fe) <sub>1-2</sub> [(OH) <sub>8</sub> /AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ]
Kloritoyit	Fe <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> [(OH) <sub>4</sub> /O <sub>2</sub> /(SiO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ]
Kordiyerit	(Mg,Fe) <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> [AlSi <sub>5</sub> O <sub>8</sub> ]
Kuvars	(mikro-kriptokristalin) SiO <sub>2</sub>
Kuvars(kristalin)	SiO <sub>2</sub>
Manyetit	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>
Manyezit	MgCO <sub>3</sub>
Muskovit	Kal <sub>2</sub> [(OH,F) <sub>2</sub> /AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ]
Plajiyoklaz	Na[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ] ↔ Ca[Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> ]
Potasyum Feldispat (Ortoklaz)	K[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]
Pirit	FeS <sub>2</sub>
Pirofillit	Al <sub>2</sub> [(OH) <sub>2</sub> /Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ]
Rutil	TiO <sub>2</sub>
Serisit (ince taneli muskovit)	Kal <sub>2</sub> [(OH,F) <sub>2</sub> /AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ]
Serpantin	Mg <sub>6</sub> [(OH) <sub>8</sub> /Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ]
Siderit	FeCO <sub>3</sub>
Skapolit	(Na,Ca) <sub>8</sub> [(Cl <sub>2</sub> ,SO <sub>4</sub> , CO <sub>3</sub> ) <sub>1-2</sub> /Al <sub>1-2</sub> (Si <sub>2-3</sub> O <sub>8</sub> ) <sub>6</sub> ]
Smektit (montmorillonit)	{ Al <sub>1,67</sub> Mg <sub>0,33</sub> [(OH) <sub>2</sub> /Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ] Na <sub>0,33</sub> (H <sub>2</sub> O) <sub>4</sub> }
Talk	Mg <sub>3</sub> [(OH) <sub>2</sub> /Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ]
Titanit	CaTi[O/SiO <sub>4</sub> ]
Topaz	Al <sub>2</sub> [(F,OH) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> ]
Turmalin	NaFe <sub>3</sub> (Al,Fe) <sub>6</sub> [(OH) <sub>4</sub> /(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> /Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ]
Vezüviyanit (idokraz)	Ca <sub>10</sub> (Mg,Fe) <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> [(OH) <sub>4</sub> /(SiO <sub>4</sub> ) <sub>5</sub> /Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> ]

Vairakit	$\text{Ca}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]2\text{H}_2\text{O}$
Vollastonit	$\text{CaSiO}_3$
Zunyit	$\text{Al}_{12}[\text{AlO}_4(\text{OH},\text{F})_{18}\text{Cl}/\text{Si}_5\text{O}_{16}]$

KAYNAKLAR

- Barnes, H.L. 1979 *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, New York, 798s.
- Berger, B.R. and Henley, R.W. 1988 *Advances in the Understanding of Epithermal Gold-Silver Deposits, with Special Reference to the Western United States*. In: *The Geology of Gold Deposits, The Perspective in 1988*, Econ. Geol. Mon.6, 405-423
- Bonham, J.R.H.F. 1988 *Bulk Mineable Gold Deposits of The Western United States*. In: *The Geology of Gold Deposits, The Perspective in 1988*. Econ. Geol. Mon. 6, 193-207.
- Dawson, K.M. and Kirkham, R.V. 1995 *Skarn Copper*. In: O.R.Eckstrand, W.D.Sinclair, R.I.Thorpe (eds.) *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no:8, p460-476.
- Evans, A.M. 1993 *Ore Geology and Industrial Minerals*, Blackwell, 390s.
- Fournier, R.O. 1999 *Hydrothermal Processes Related to Movement of Fluid From Plastic into Brittle Rock in The Magmatic-Epithermal Environment*. Econ. Geol.v.94/8, p.1193-1212.
- Franklin, J.M. 1995 *Volcanic-Associated Massive Sulphide Base Metals*. In: O.R.Eckstrand, W.D.Sinclair, R.I.Thorpe (eds.) *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no:8, p158-182
- Henley, R.W. 1985 *The Geothermal Framework of Epithermal Deposits*. In: B.R.Berger and P.M. Bethke (eds) *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, 1-24.
- Keith, J.D. et al. 1997 *The Role of Magmatic Sulfides and Mafic Alkaline Magmas in the Bingham and Tintic Mining Districts, Utah*. *Journal of Petrology* 38/12, 1679-1690.
- Keith, J.D., van Middelaar, W., Clark, A.H. and Hodgson, C.J. 1989 *Granitoid textures, compositions, and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits*. In: J.A. Whitney and A.J. Naldrett (eds) *Ore Deposition Associated with Magmas*. SEG, *Reviews in Economic Geology* v.4, p235-250.
- Kirkham, R.V. & Sinclair, W.D. 1995 *Porphyry Copper, Gold, Molybdenum, Tungsten, Tin, Silver*. In: O.R.Eckstrand, W.D.Sinclair, R.I.Thorpe (eds.) *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no:8, p, 421-446.
- Kuşçu, E. 1997 *Başnayayla (Yozgat) molibden cevherleşmesinin jeolojik ve mineralojik - petrografik incelenmesi*. H.Ü. Fen Bilimleri Enst. Y.Müh. Tezi. 78s.
- Lehmann, B. 1990 *Metallogeny of Tin*. *Lecture Notes in Earth Sciences* 32, Springer Verlag, Berlin, 173s.
- Lydon, J.W. 1988 *Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*. In: R.G.Roberts and P.A. Sheahan (eds), *Ore Deposit Models*, *Geoscience Canada Reprint Series* 3, s.145-181.
- Lydon, J.W. 1995 *Sedimentary exhalative sulphides*. In: O.R.Eckstrand, W.D.Sinclair, R.I.Thorpe (eds.) *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no:8, p 130-151.

- McMillan, W.S. and Panteleyev A. 1988 Porphyry Copper Deposits. In: R.G.Roberts and PA Sheahan (edits), Ore Deposit Models, Geoscience Canada Reprint Series 3, s.45-58.
- Panteleyev, A. 1988 A Canadian Cordilleran Model for Epithermal Gold-Silver Deposits. In: R.G.Roberts and PA Sheahan (edits), Ore Deposit Models, Geoscience Canada Reprint Series 3, s.31-43.
- Poulsen, K.H. 1995 Lode Gold. In: O.R.Eckstrand, W.D.Sinclair, R.I.Thorpe (eds.) Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no:8, p323-366.
- Scott, S.D. 1989 A short course on characteristics of and exploration for massive sulfide deposits. Aachen, Germany, February 21-23, 1989.
- Shinohara, H. and Hedenquist 1997 Constraints on Magma Degassing Beneath the Far Southeast Porphyry Cu-Au Deposits. Journal of Petrology 38/12, 1741-1752.
- Silberman, M.L. and Berger, B.R. 1985 Relationship of Trace-Element Patterns to Alteration and Morphology in Epithermal Precious-Metal Deposits. In: B.R.Berger and P.M.Bethke (eds) Geology and Geochemistry of Epithermal System. Reviews in Econ.Geol.v.2, 203-232
- Sillitoe R.H. 1988 Gold Deposits in Western Pacific Island Arc: The magmatic Connection. In: R.R.Keays, W.R.H.Ramsay, D.I.Groves (eds) The Geology of Gold Deposits, The Perspective in 1988. Econ. Geol. Monograph 6, 274-291.
- Sinclair, W.D. 1995 Vein-Stockwork Tin, Tungsten. In: O.R.Eckstrand, W.D.Sinclair, R.I.Thorpe (eds.) Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no:8, p 409-420
- Thompson, A.J.B & Thomson J.F.H. 1996 Atlas of Alteration. GAC/AGC yayını, 119s.



YAYGIN OLARAK BULUNAN ALTERASYON  
MİNERALLERİNİN OPTİK ÖZELLİKLERİ

TABLE 2: OPTICAL PROPERTIES OF MINERALS

Mineral	Colour/Pleochroism	Crystal System Form Cleavage	Relief	Birefringence Interference Colours*	Extinction Twinning	Interference Figure
Actinolite	colourless, green/slight pleochroism	Monoclinic rhombohedral to pseudohexagonal cross-section, prismatic crystals, fibrous <i>I</i> perfect	moderate to high moderate to strong <i>I</i> - high to 2-middle	parallel or inclined, symmetrical in cross-section simple and lamellar	biaxial - 2V 75-88°	
"Aduarita"	colourless	Monoclinic pseudo-rhombic, rhombic in cross-section <i>I</i> - perfect, <i>I</i> good, <i>I</i> poor	low weak <i>I</i> - grey	parallel combined polysynthetic albite and percline	biaxial - 2V highly variable	
Albite	colourless	Triclinic plates or lath-shaped sections <i>I</i> - perfect, <i>I</i> good, <i>I</i> poor	low weak <i>I</i> - pale yellow	inclined albite and simple Carlsbad	biaxial + 2V 77-82°	
Alumite	colourless	Hexagonal granular, plumose or flaky aggregates, rarely tabular to pseudocubic rhombohedral <i>I</i> fair	fair moderate <i>I</i> - grey to 2-blue	parallel, except cross-section	basal sections: uniaxial +	
Andalusite	colourless or rarely reddish/coloured variety weak rose-red to pale green	Orthorhombic elongate prisms with nearly square cross-section <i>I</i> - good, <i>I</i> - poor	fairly high weak < <i>I</i> - yellow	parallel, symmetrical in cross-section rare	biaxial - 2V 71-88°	
Anhydrite	colourless	Orthorhombic massive, fibrous or radiating aggregates, tabular crystals <i>I</i> perfect, <i>I</i> very good, <i>I</i> good	moderate strong < 3 - green	parallel simple and multiple	biaxial + 2V 42-44°	
Apatite	usually colourless but also coloured/weak to moderate in coloured varieties	Hexagonal prismatic to tabular <i>I</i> poor and <i>I</i> very poor	high variable variable	parallel in elongate section	uniaxial - biaxial	
Barite	colourless	Orthorhombic granular or platy aggregates, tabular or prismatic <i>I</i> perfect, <i>I</i> very good, <i>I</i> fair to good	fairly high weak < <i>I</i> - yellow	parallel, symmetrical to cleavages in cross-section possible glide	biaxial + 2V 36-40°	
Biotite	brown or green/strong pleochroism	Monoclinic tabular, hexagonal cross-section <i>I</i> perfect	fair strong < 2 - red	parallel or slightly inclined rare mica	biaxial - 2V 0-25°	
Calcite	colourless	Hexagonal hexagonal, rhombohedral <i>I</i> perfect	varies with rotation of stage extreme > 3	symmetrical to cleavage lamellar and possibly simple	uniaxial -	
Carbonate	colourless, cloudy, grey, yellow, pink	Hexagonal granular, lamellar or fibrous aggregates, crystals hexagonal, rhombohedral or prismatic <i>I</i> perfect	changes from high to low on rotation extreme > 3	symmetrical to cleavage lamellar and possibly simple	uniaxial -	

Mineral	Crystal System Form Cleavage	Relief Birefringence Interference Colours*	Extinction Twinning	Interference Figure
<b>Chlorite</b> Colour/Pleochroism light to medium green/weak colourless to green	<b>Monoclinic</b> <b>Triclinic</b> commonly plates or scales similar to micas, rarely tabular; sheaves common <i>1 perfect</i>	fair to moderately high low < 1 white or yellow	slightly inclined simple and lamellar	biaxial + or - 2V 0-60° (+) 2V 0-40° (-)
<b>Chloritoid</b> colourless, green, brown, grey, blue, yellow	<b>Monoclinic</b> <b>Triclinic</b> platy, pseudohexagonal tabular crystals <i>1 perfect, 2 imperfect</i>	high weak to moderate < 1 yellow	almost parallel or inclined simple and lamellar	biaxial + or - 2V 36-72° (+) monoclinic 2V 55-88° (-) triclinic
<b>Clinopyroxene</b> colourless, green, brown/absent to weak	<b>Monoclinic</b> columnar aggregates, prismatic crystals, 4 or 8-sided cross-sections <i>2 parallel intersect at 87°</i>	fairly high to high moderate to strong <i>1 - violet to 4</i>	inclined simple and lamellar	biaxial + or - 2V 0-40°, 54-75° (+) 2V 60-66° (-)
<b>Cordierite</b> colourless or pale blue/ may be pale blue, violet to pale yellow or green	<b>Orthorhombic</b> commonly anhedral grains, rarely hexagonal prismatic crystals <i>1 fair, 2 poor</i>	low weak < 1 - yellow	parallel to cleavage lamellar and cyclic	biaxial - 2V 40-90°
<b>Diaspore</b> colourless to pale blue/ coloured variety shows pleochroism	<b>Orthorhombic</b> tabular, occasionally fibrous, fine-grained aggregate common <i>1 perfect</i>	high strong < 3	parallel to cleavage	biaxial + 2V 84-86°
<b>Dolomite</b> colourless, grey, brown	<b>Hexagonal</b> rhombohedral <i>1 perfect</i>	varies with rotation of stage extreme > 3 - white or grey	symmetrical or inclined to cleavage lamellar, simple or glide	uniaxial -
<b>Dumortierite</b> colourless to blue, lavender, pink, red/ strongly pleochroic	<b>Orthorhombic</b> bladed, acicular, fibrous, pseudohexagonal cross-section <i>1 good, 2 poor</i>	high weak to moderate <i>1 - orange to 2 - blue</i>	parallel to length and cleavage traces cyclic	biaxial - 2V 13-55°
<b>Epidote</b> colourless to pale yellow, green and greenish brown/ weak to moderate	<b>Monoclinic</b> granular to columnar aggregates, columnar, bladed or fibrous crystals, pseudo-hexagonal cross-section <i>1 perfect</i>	high moderate to strong 1 to 3	parallel in elongate section, inclined to cleavage rare lamellar	biaxial - 2V 64-90°
<b>Fluorite</b> colourless or pale purple, green	<b>Isometric</b> commonly anhedral, cubes modified by octahedral or dodecahedral faces less common <i>4 perfect</i>	fairly high	rare penetration	
<b>Garnet</b> colourless or pale version of hand sample colour	<b>Isometric</b> dodecahedral or trapezohedral crystals, 6 or 8-sided cross-sections	high		

Mineral	Crystal System Form Cleavage	Relief Birefringence Interference Colours*	Extinction Twinning	Interference Figure
<b>Hematite</b> deep red-brown, opaque	<b>Hexagonal</b> commonly anhedral crystals, grains, masses and hexagonal plates	extreme	rare lamellar	uniaxial -
<b>Illite</b> colourless	<b>Monoclinic</b> minute shreds and flakes in matted and plumose aggregates <i>1 perfect</i>	low moderate to strong 2		biaxial - 2V 1-25°
<b>Kaolinite</b> colourless to pale yellow/ slight pleochroism	<b>Triclinic</b> fine mosaic like masses, platy <i>1 perfect</i>	low weak <i>1 - grey and white</i>	<b>almost parallel</b>	biaxial - 2V 23-60°
<b>Magnetite</b> colourless	<b>Hexagonal</b> anhedral masses to veinlets, very fine grained <i>1 perfect</i>	changes from high to low on rotation extreme	<b>symmetrical or inclined to cleavage</b>	uniaxial - with many rings
<b>Magnetite</b> opaque	<b>Isometric</b> octahedral		single or multiple	
<b>Muscovite</b> colourless to pale green or pink/ rare weak pleochroism	<b>Monoclinic</b> tabular crystals with hexagonal outline rare, irregular flakes or tablets more common <i>1 perfect</i>	moderate, changes with rotation strong 2	<b>parallel or almost parallel to cleavage</b> rare mica	biaxial - 2V 30-47°
<b>Plagioclase</b> colourless	<b>Triclinic</b> tabular or platy <i>1 perfect, 1 good, 1 poor</i>	low weak <i>1 - grey or white</i>	variable according to composition albite, pericline and simple Carlsbad	biaxial + or - 2V 45-102°
<b>Potassium feldspar</b> colourless to cloudy	<b>Monoclinic or Triclinic</b> roughly tabular; massive, intergrown equant grains <i>1 perfect and 1 good</i>	low weak <i>1 - grey and white</i>	<b>parallel or inclined</b> albite, pericline, Carlsbad, Bavono and Manebach	biaxial - 2V variable
<b>Pyrophyllite</b> colourless	<b>Monoclinic and Triclinic</b> foliated, radial, columnar or massive flaky aggregates; fibrous <i>1 perfect</i>	low to moderate strong < 3	<b>parallel to elongate section, parallel or almost parallel to cleavage</b>	biaxial - 2V 53-62°
<b>Quartz (cryptocrystalline)</b> colourless	<b>Hexagonal</b> minute crystals, often replacing on very fine scale	very low weak <i>1 - white</i>	<b>parallel, symmetrical to cleavage</b> common but rarely observed	uniaxial + rarely observed
<b>Quartz (crystalline)</b> colourless	<b>Hexagonal</b> hexagonal prism terminated by dipyrmaid	low weak <i>1 - white</i>	<b>undulose if deformed</b> rare Japan	uniaxial +
<b>Pyrite</b> opaque (brassy yellow in reflected light)	<b>Isometric</b> cubic, pyritohedral or octahedral crystals, possibly granular or radiating		penetration	

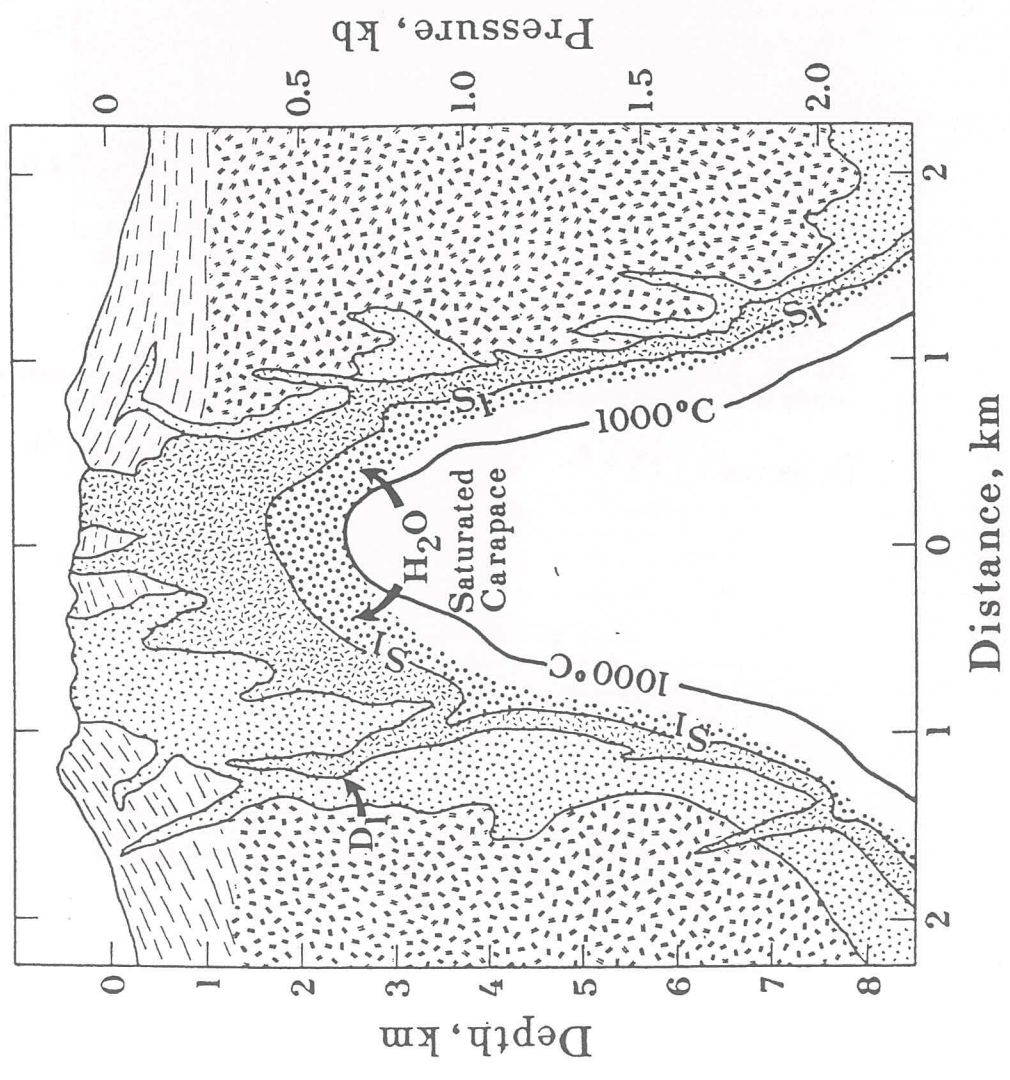
Mineral Colour/Pleochroism	Crystal System Form <i>Cleavage</i>	Relief Birefringence <i>Interference Colours*</i>	Extinction Twinning	Interference Figure
Rutile brown/ weak	Tetragonal prismatic to acicular crystals, knee-shaped twins characteristic <i>1 good and 1 fair</i>	very high extreme <i>very high</i>	parallel in elongate section contact (knee-shaped) or cyclic	uniaxial +
Scapolite colourless	Tetragonal prismatic, occasionally acicular or bladed <i>2 good, 2 fair</i>	low to moderate weak <i>1 - grey, Berlin blue</i>	parallel to cleavage	uniaxial -
Sericite colourless to pale green or pink/ rare weak	Monoclinic fine ragged grains and aggregates <i>1 perfect</i>	moderate, changes with rotation strong $< 2$	parallel or almost parallel to cleavage rare mica	biaxial - 2V 30-47°
Smectite colourless, Fe-varieties are brown and green	Monoclinic very fine grained aggregates <i>1 perfect</i>	low		biaxial - 2V 5-30°
Titanite brown, colourless or yellow	Monoclinic rounded or irregular anhedral grains, rhombic cross-section <i>1 good</i>	very high extreme	symmetrical simple, rare deformation induced lamellar	biaxial + 2V 17-40°
Topaz colourless	Orthorhombic stubby to elongate prisms, anhedral grains and irregular masses, cross-sections square to rounded diamond shape <i>1 perfect</i>	moderate weak <i>1 - grey, white or yellow</i>	parallel to cleavage in elongate section, symmetrical in cross-section	biaxial +
Tourmaline highly variable/strong, Mg-rich - brown, Fe- rich - brown, green, blue; isotropic cross- sections	Hexagonal irregular masses and prisms, stubby columnar to acicular crystals rare	high moderate to strong $2$	parallel in elongate section	uniaxial -
Vesuvianite colourless, pale yellow, brown or green/ weak pleochroism	Tetragonal stubby tetragonal prisms, anhedral grains, radial or columnar patterned aggregates <i>1 poor</i>	high weak <i>1 - grey, grey-green, purple or deep blue</i>	parallel in elongate section	uniaxial -
Wairakite colourless	Isometric cubic <i>1 poor</i>	moderate weak $1$	lamellar	uniaxial or anomalously biaxial (sign difficult to obtain)
Wollastonite colourless	Triclinic bladed, columnar, fibrous or granular <i>1 perfect, 2 good</i>	moderate to high weak $< 1 - orange$	parallel or almost parallel common	biaxial - 2V 36-60°

\* Numbers 1 through 4 indicated order of interference colours (1 = 1st order, 2 = 2nd order etc.)

SOURCES OF OPTICAL MINERAL INFORMATION:

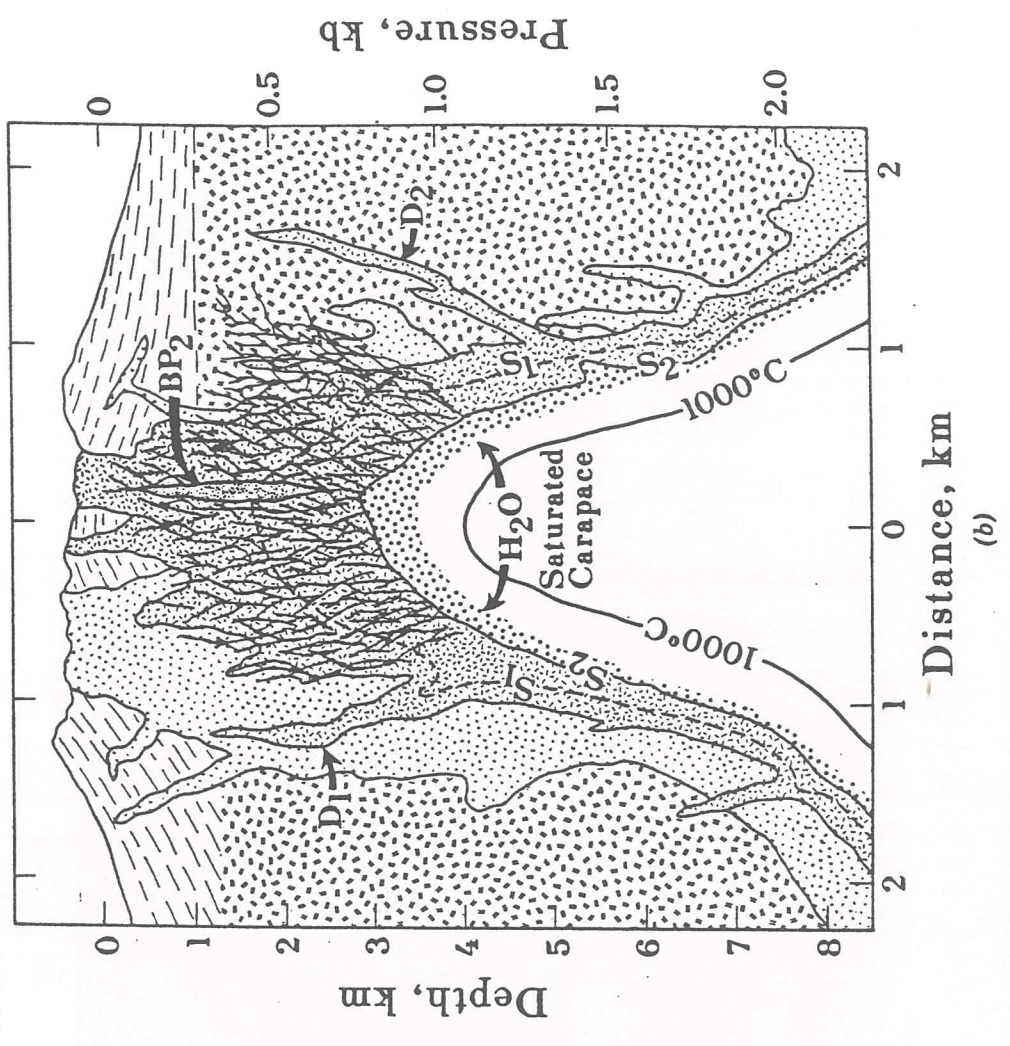
Kerr, P.F. (1977): Optical Mineralogy. *McGraw-Hill*, Toronto, 492p; Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. 1966. An Introduction to the Rock Forming Minerals. *Longman*, Essex, England, 528p; Heinrich, E.W. 1965: Microscopic Identification of Minerals; *McGraw-Hill*, Toronto, 414p; Nesse, W.D. 1991: Introduction to Optical Mineralogy, *Oxford University Press*, New York, 2nd edition, 335p, and author submissions, this volume

MAGMATİK KAYAÇLARDA GÖZLENEN  
ALTERASYONLARLA  
İLGİLİ ŞEKİLLER



(a)

Fig. 3.5a Schematic cross-section through a hypothetical granodiorite porphyry stock and associated dike (D<sub>1</sub>). S<sub>1</sub> represents the H<sub>2</sub>O-saturated solidus (Figure 3.4) at this arbitrarily chosen initial stage in the development of a porphyry copper system and the circle pattern represents the zone of H<sub>2</sub>O-saturated magma (H<sub>2</sub>O-saturated carapace).



(b)

Fig. 3.5b Schematic cross-section as in Figure 3.5a, except at a later (second) stage of solidification. BP<sub>2</sub> and D<sub>2</sub> schematically represent a breccia pipe and dike that formed as a result of wallrock failure between stages 1 and 2. Chaotic line pattern represents extensive fracture system that also developed during this period of activity and retreat of the H<sub>2</sub>O-saturated carapace.

Barnes, 1979 *Geochemistry of*

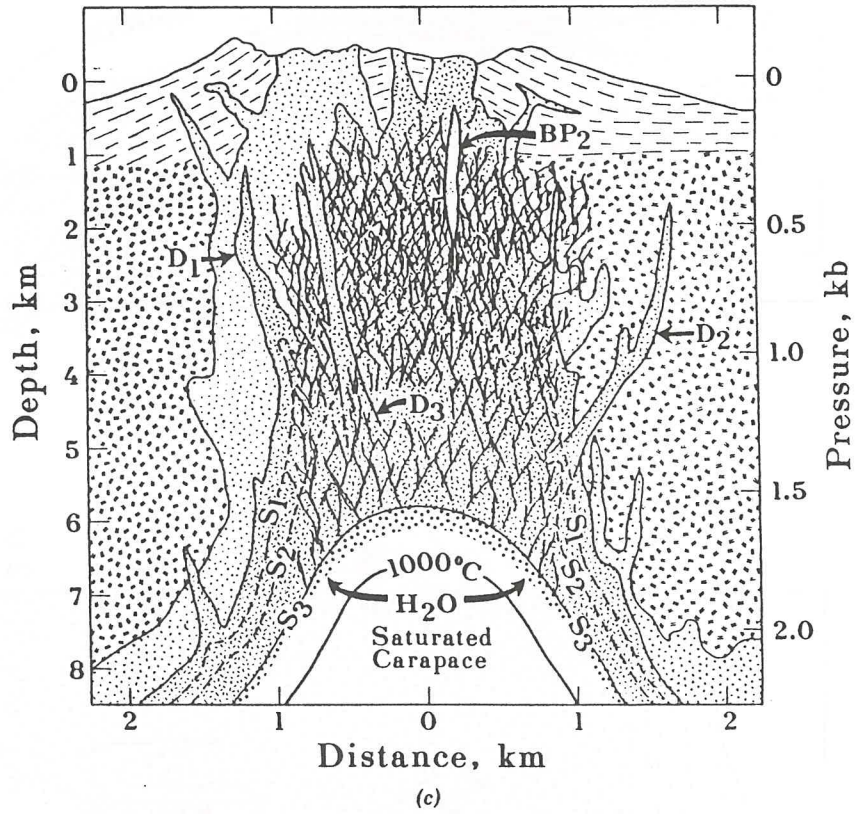


Fig. 3.5c Schematic cross-section as in Figure 3.5a,b, except at a stage of waning magmatic activity in the development of a porphyry copper-molybdenum system.

Barnes 1979 Geochemistry of hydrothermal ore deposits.



HYDROTHERMAL PROCESSES IN THE MAGMATIC-EPITHERMAL ENVIRONMENT

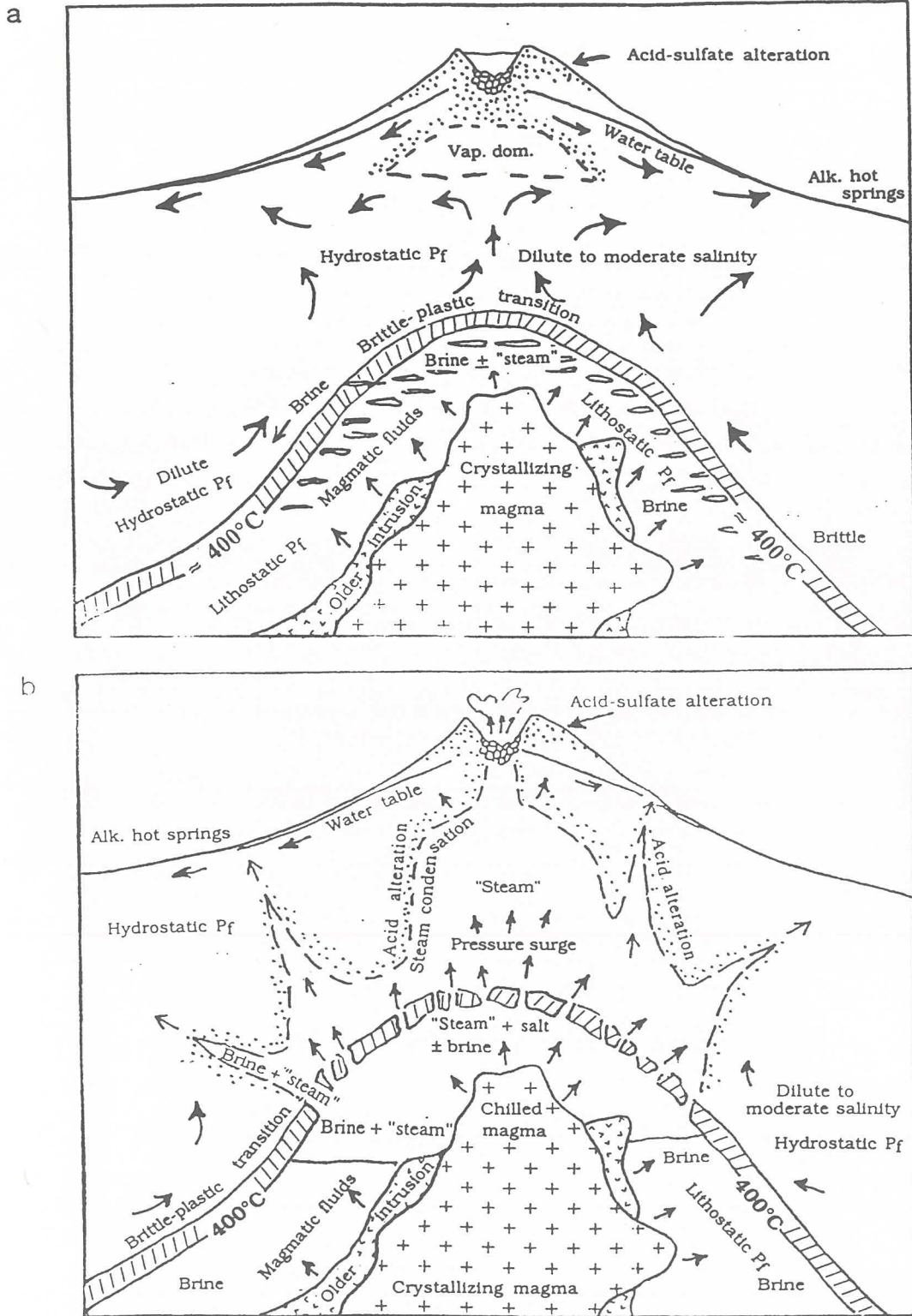


Fig. 9. Schematic model of the transition from magmatic to epithermal conditions in a subvolcanic environment where the tops of intruded plutons are at depths in the range 1 to 3 km. (a). The brittle to plastic transition occurs at about 370° to 400°C and dilute, dominantly meteoric water circulates at hydrostatic pressure in brittle rock while highly saline, dominantly magmatic fluid at lithostatic pressure accumulates in plastic rock. (b). Episodic and temporary breaching of a normally self-sealed zone allows magmatic fluid to escape into the overlying hydrothermal system. See text for discussion.

(FOURNIER, 1999 Jan)

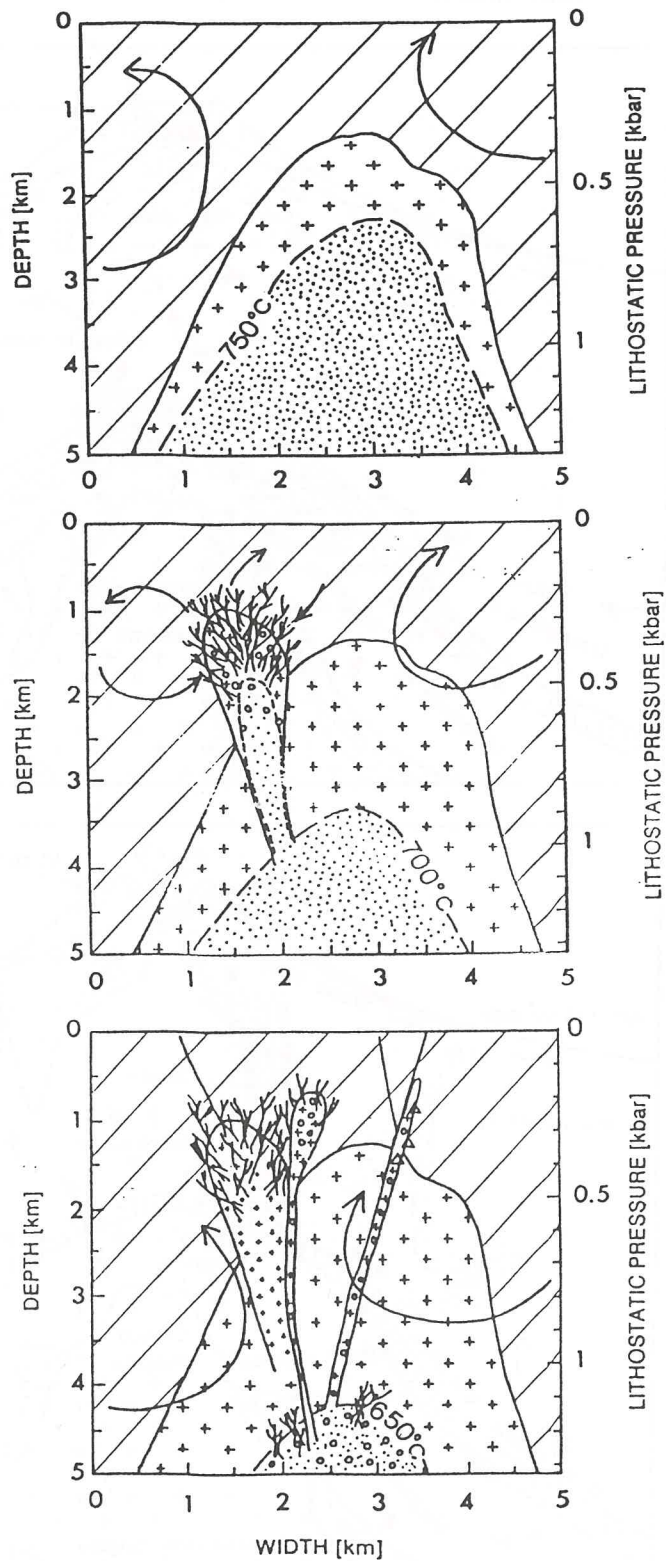
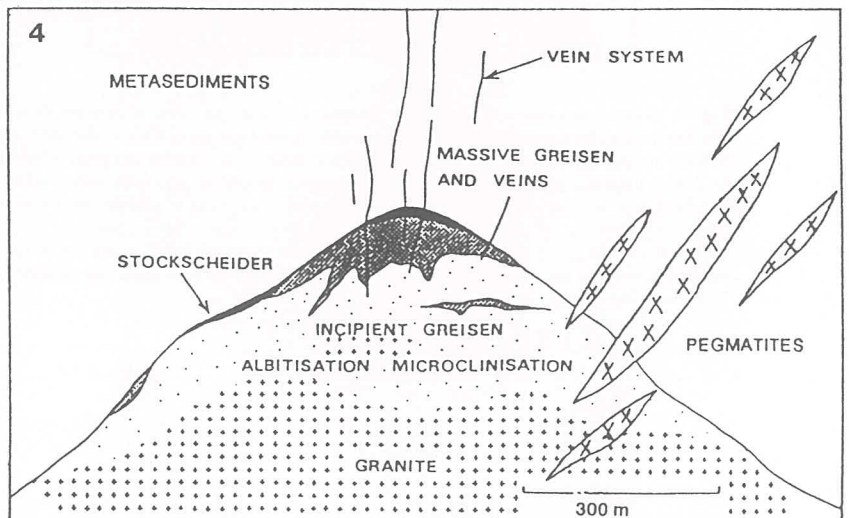
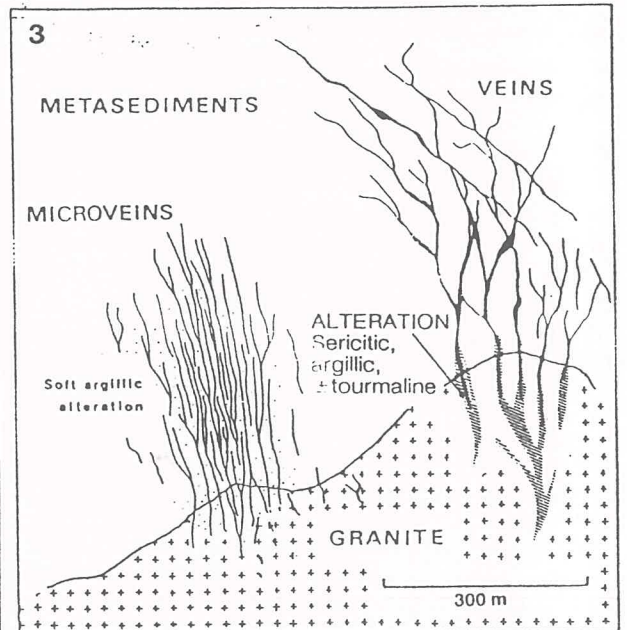
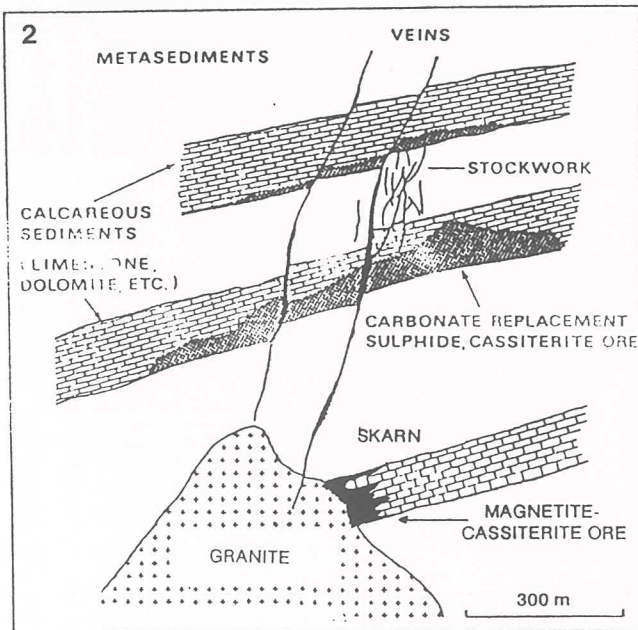
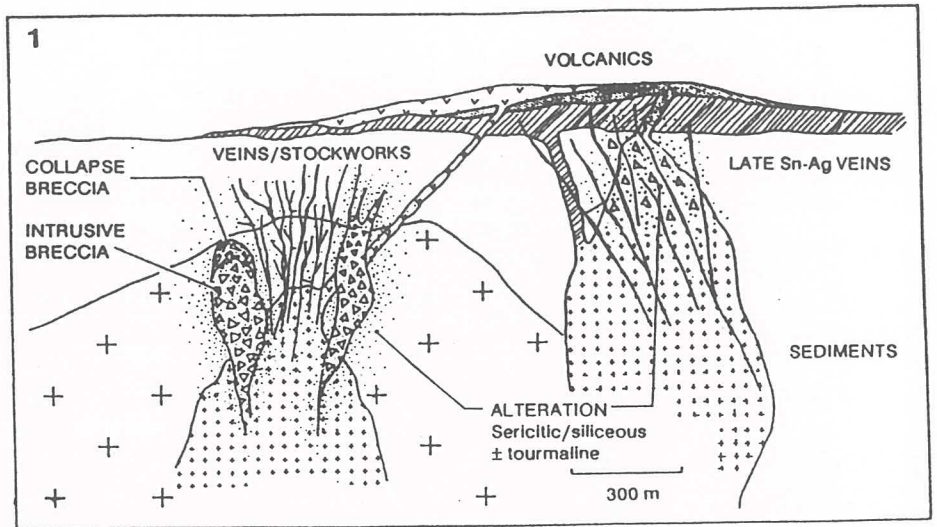


Fig. 91. Three stages in the schematic evolution of a tin granite system (5 x 5 km sections) in the upper part of a larger granite batholith. Arrows indicate trends of large-scale fluid movement. Broken-line contour in granite pluton marks solidus zone. Circle pattern represents zone of vapour release. For further explanation see text

(LEHMANN, 1990'dan)



(LEHMANN, 1990 'dan)

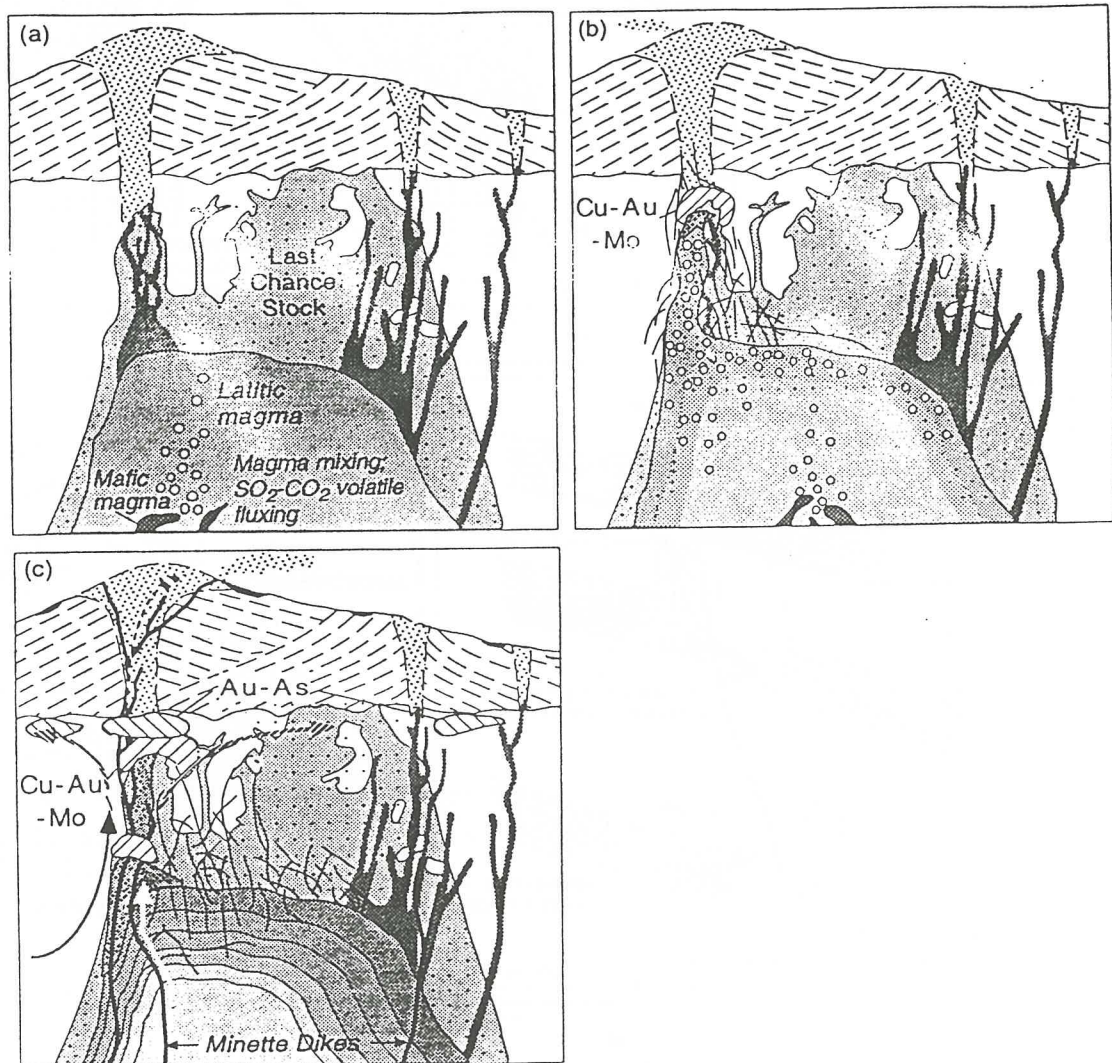


Fig. 5. Schematic cross-sections of the Bingham system. (a) Minette and shoshonitic magma supply above-average concentrations of SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, Cu, and other chalcophile metals (and probably some H<sub>2</sub>S and CO<sub>2</sub>) to the sub-volcanic magma chamber. Some fluxed, insoluble SO<sub>2</sub> is reduced to form magmatic sulfides by interaction with cooler, wetter latitic magma. Magmatic sulfides sequester Cu, Au, Ag and some Mo, Pb, and Zn. (b) Crystallization along the walls of the magma chamber provides some water-rich fluid. Magma pressure decrease associated with stock emplacement or volatile loss causes oxidation and resorption of sulfides and releases chalcophile metals and sulfurous gases to the ore fluid. (c) After emplacement of the last silicic porphyry dikes, minette dikes penetrate the batholith and are emplaced along the sides of porphyry dikes. Both types of dikes are only weakly fractured and mineralized, and contain half the mineralization of adjacent porphyry. Meteoric and magmatic fluids mix and do not readily penetrate into the volcanic rocks. Fluids are channeled through faulted and fractured intrusive rocks and Paleozoic rocks forming late Au-As mineralization.

KEITH et al. 1997

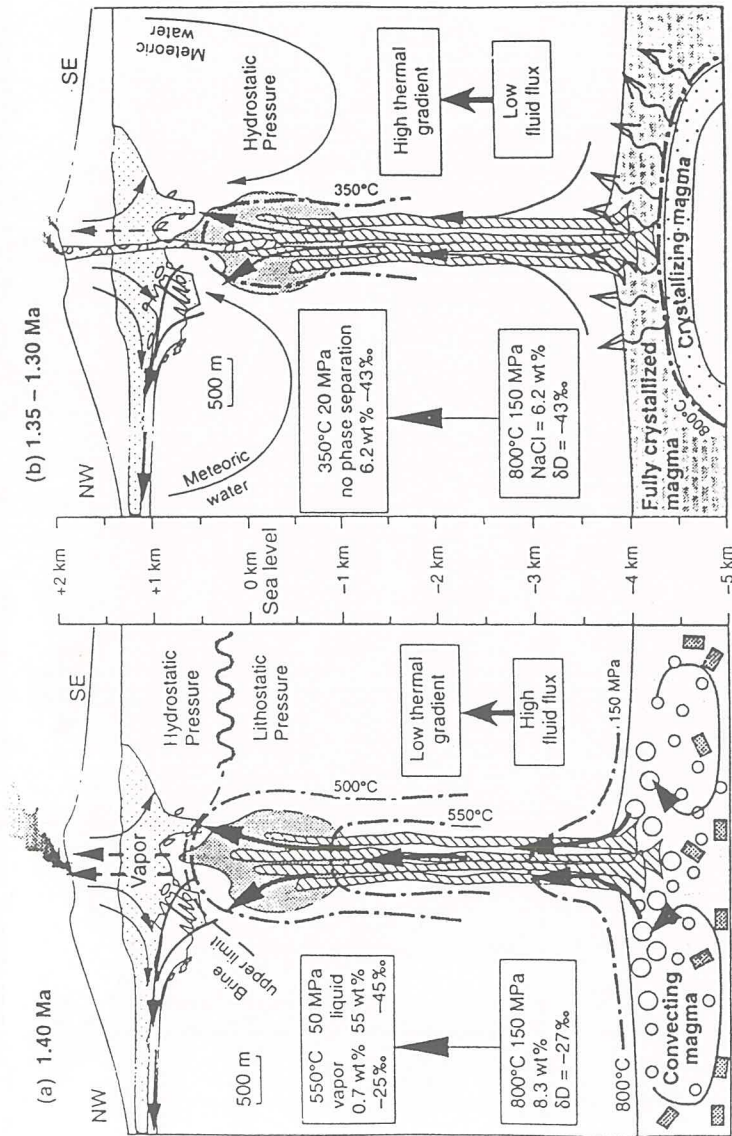


Fig. 5. Schematic representation of the parent magma chamber and hydrothermal system associated with the FSE porphyry deposit, during (a) K-silicate and (b) sericitic alteration, at  $\sim 1.4$  Ma and  $\geq 1.3$  Ma, respectively. The high-temperature magmatic plume in the early stage is related to the high discharge rate from the convecting magma chamber. The collapse of isotherms in the later stage reflects the factor of five decrease in the rate of fluid exsolution from the stagnant magma chamber (Fig. 3b). The shaded area near sea level (at the apex of the dike) shows the extent of the K-silicate and sericitic alteration and Cu-Au mineralization in the FSE porphyry system (lower limit is a guess). The lithostatic to hydrostatic pressure transition occurs at a temperature  $< 400^\circ\text{C}$  (Fournier, 1991), i.e. (a) at a shallow depth over the FSE body during the early high-flux stage (1.4 Ma), and (b) at a greater depth subsequently, owing to collapse of the isotherms ( $\leq 1.3$  Ma).

(SHINOHARA and HEDENQVIST 1997 *idem*)

Dr. Geng,

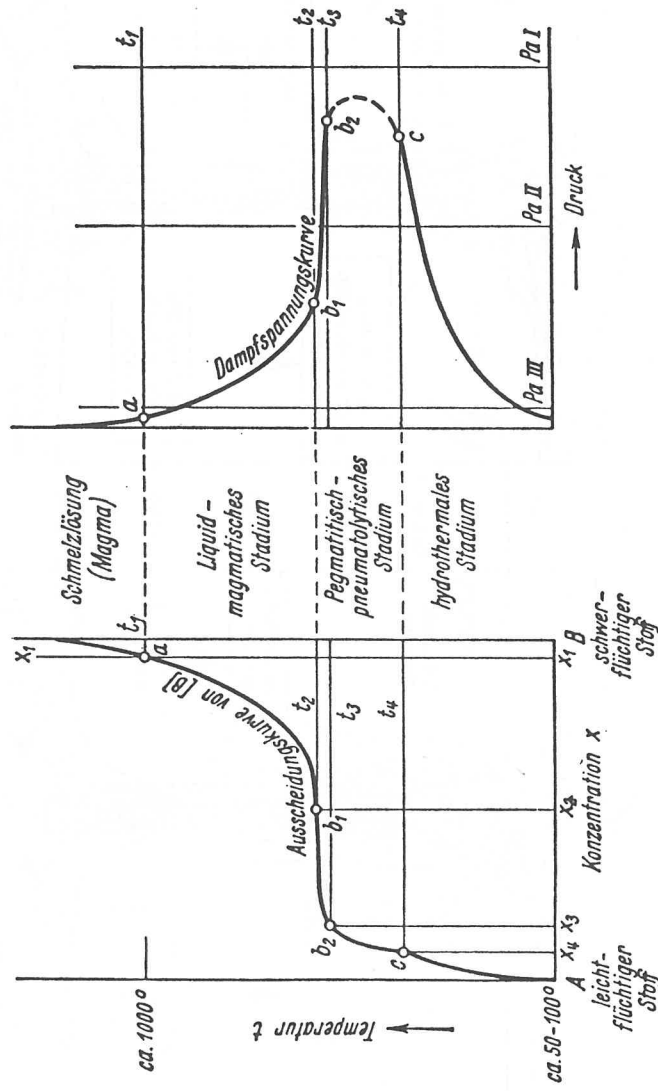


Abb. 12. Temperatur-Konzentrationsdiagramm (links) und Temperatur-Druckdiagramm (rechts) eines Systems aus einem leichtflüchtigen (A) und einem schwerflüchtigen Stoff (B) (nach P. NIGGLI).

(CISSARZ, 1965'ten)

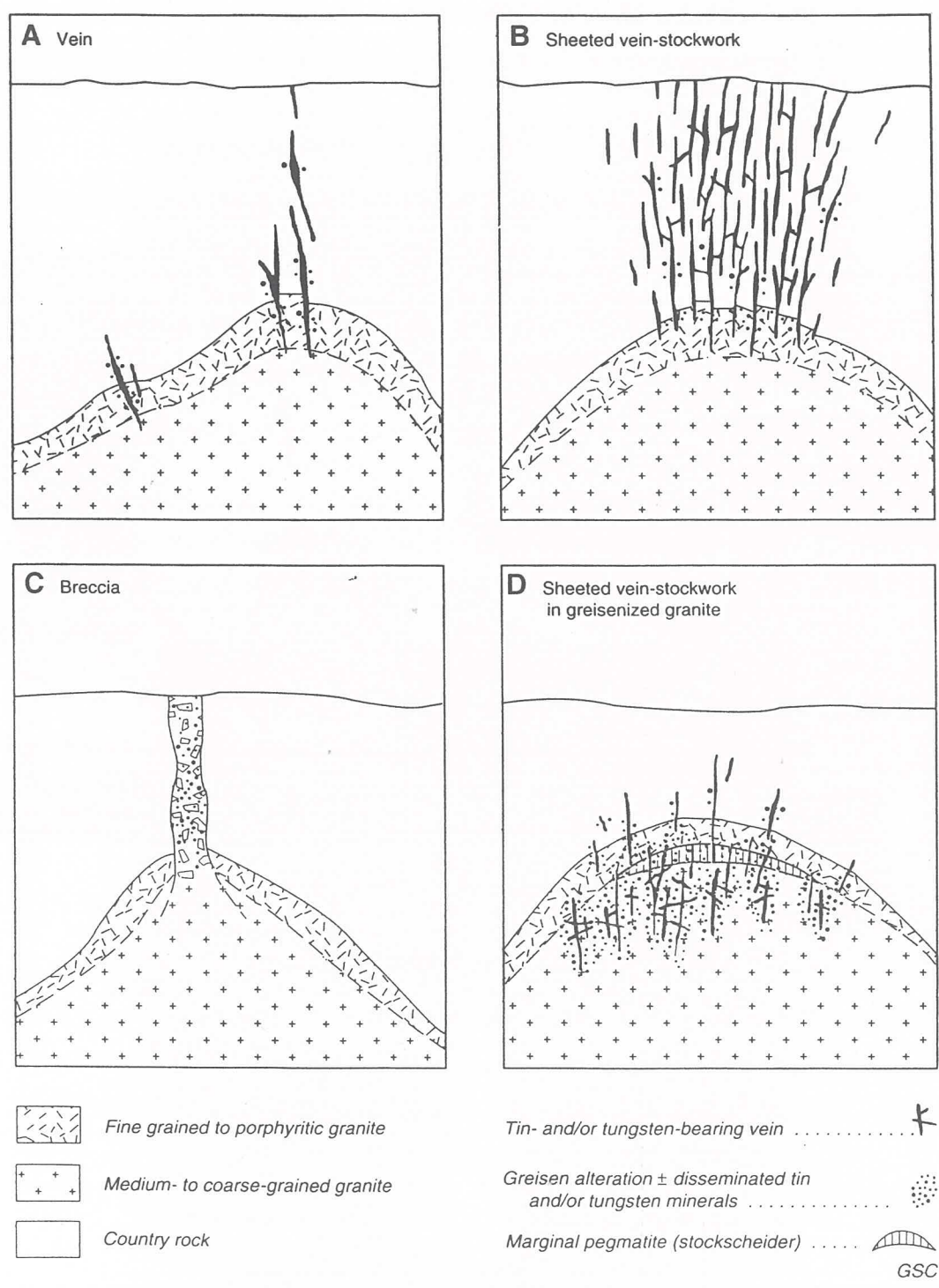









Figure 18-3. Schematic representation of different forms of vein-stockwork tin-tungsten deposits.

(SINCLAIR 1995'ten)

-  Porphyry intrusion
-  Breccia
-  Volcanic rocks
-  Clastic sedimentary rocks
-  Carbonate-rich sedimentary rocks
-  Argillic alteration
-  Pyritic zone

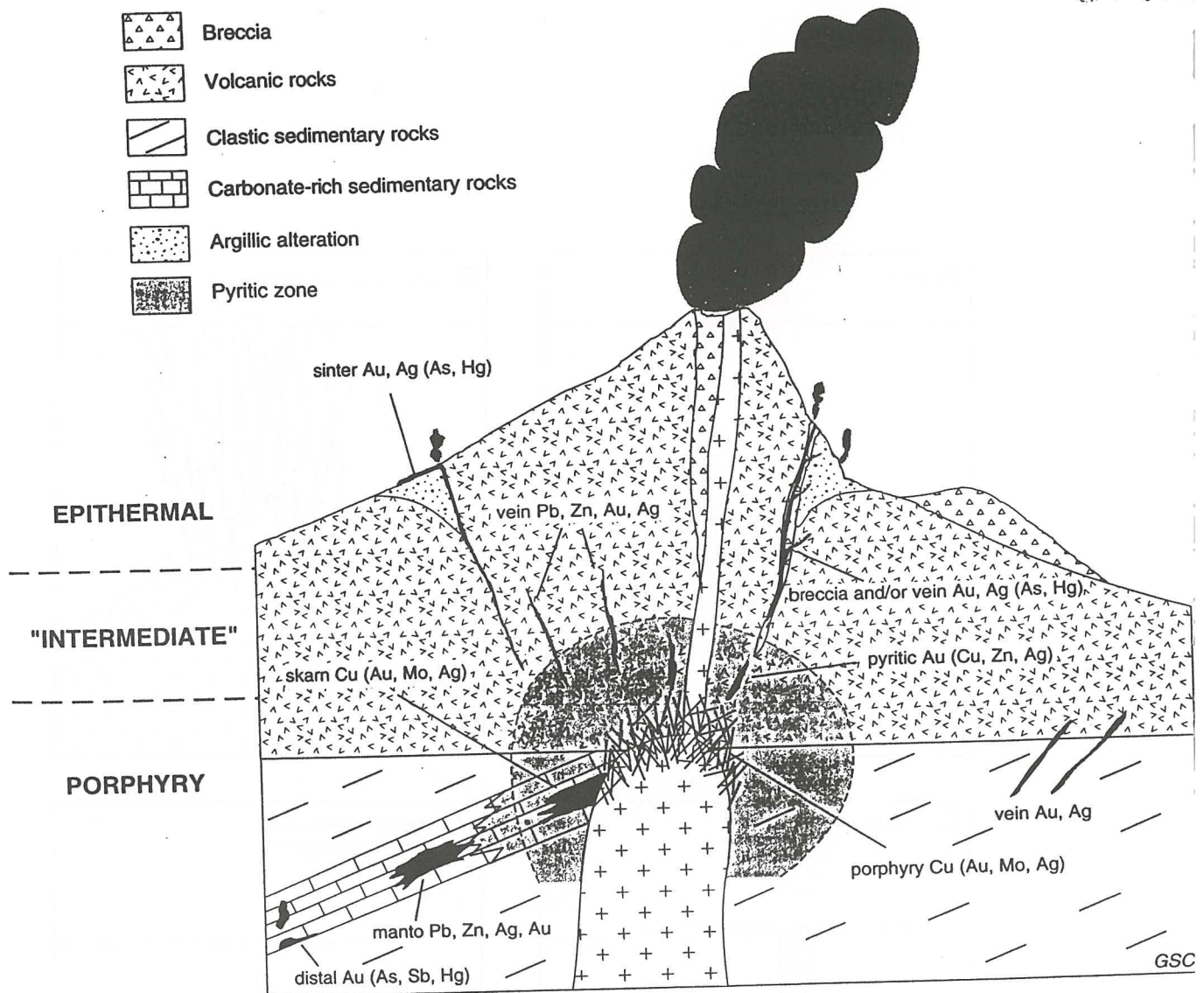


Figure 19-10. Schematic diagram of a porphyry copper system in the root zone of an andesitic stratovolcano showing mineral zonation and possible relationship to skarn, manto, "mesothermal" or "intermediate" precious metal and base metal vein and replacement, and epithermal precious-metal deposits.

(KIRKHAM and SINCLAIR 1995 / ten.)

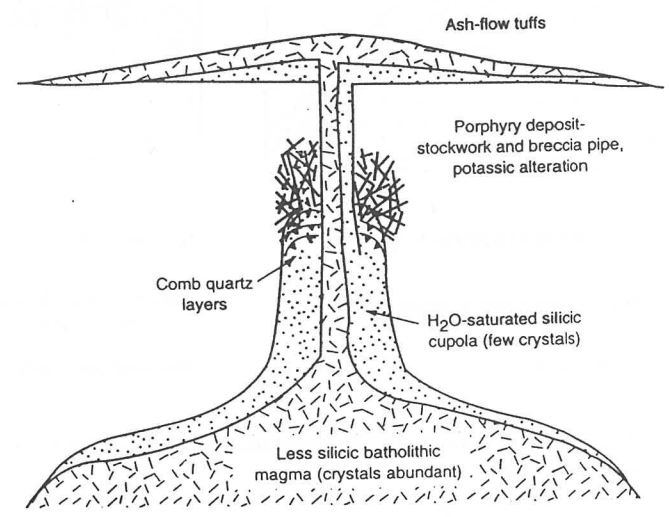


Figure 19-11. Schematic diagram of a crystallizing batholithic mass with an overlying volatile-saturated cupola and related ash-flow tuffs illustrating the environment of formation of porphyry deposits (modified from Kirkham and Sinclair, 1988).

(KIRKHAM and SINCLAIR 1995 / ten.)



**Table 2** Characteristics of the three types of porphyry copper deposits.

Setting	Classic (Stock related)	Volcanic	Plutonic	Alteration	Potassic, phyllic, and propylitic	Calc-alkalic - propylitic is wide-spread; potassic is more restricted but can be intense; alteration centered on zones of high permeability. Similar to classic-type deposits with small core zones of potassic and local phyllic and/or argillic shells.	Phyllic, phyllic-argillic, and propylitic types are best developed; local potassic alteration. Fracture controlled to pervasive, commonly as alteration envelopes on multistage fractures and veins. Centred on orebodies but patterns of zoning complicated by overprinting.
Plutons	Associated with post-orogenic stocks intruding unrelated host rocks; co-magmatic volcanic piles rarely preserved. Cordilleran deposits are of Late Mesozoic to Tertiary age.	In basic to intermediate volcanic piles intruded by comagmatic calc-alkalic or alkalic (dioritic or shoshonitic suite) plutons; magmatism produces consanguineous and intimately associated intrusive/extrusive assemblages. Cordilleran deposits are of Mesozoic age.	In large calc-alkalic plutons emplaced in or near comagmatic volcanic rocks; plutons typically have mafic borders and are moderately to strongly differentiated. Cordilleran deposits are of Mesozoic age.	Potassic, phyllic, and propylitic universally developed as annular shells around intrusions; argillic of varying importance. Early developed biotite (EDB) can be part of an isochemical hornfels and has often been misidentified as part of the potassic zone.	Alkalic - local intense to pneumatolytic potassic alteration; early hydrothermal biotite overprinted by propylitic, then by sodic and/or potassic (albite-K-feldspar) and rarely scapolite alteration.		
Structural Control of Intrusions	Passive, structure need not be significant; many stocks localized by intersections of regional faults.	Calc-alkalic - emplacement in volcanic vents, fault zones, radial fractures. Alkalic - intrusive centres localized by regional structures. High level intrusive rocks invade volcanic vents and fault zones.	Batholithic rocks (>100 km <sup>2</sup> ) immobilized at relatively deep levels (2 to 4 km). Phaneritic coarse-grained to porphyritic rocks with local swarms of pre- to post-ore porphyritic dykes.	Orebodies	In margins and adjacent to porphyry intrusion(s) as annular ore shells, or as domal cappings; pronounced lateral zoning. Pyrite is found throughout; the weakly mineralized core is surrounded by zones dominated by molybdenite, then chalcopyrite, and, finally, a pyritic halo.	Large and diffuse vein stocks; some breccia control, some faults mineralized; sulfides relatively sparse. Zoning is evident with iron content increasing outward from barrenite to chalcopyrite to pyrite rich zones; Mo distribution is variable. Some deposits have low-grade quartz-rich core zones.	
Breccias	Abundant and characteristic; post-ore argillic diatremes are common. Other types present include collapse breccias, intrusive breccias, and carapace or stopping breccias. Early breccias can be mineralized.	Calc-alkalic - common and diverse; include primary pyroclastic tephra, alteration pseudo-breccia, vent agglomerate, shatter and igneous breccias. Mineralized breccias are characteristic; some contain magnetite or tourmaline. Alkalic - intrusive and volcanic breccias common and generally mineralized, as in calc-alkalic types.	Common in association with late stage porphyry dyke swarms. Breccias pre-, intra-, and post-ore, some contain specularite or tourmaline.				

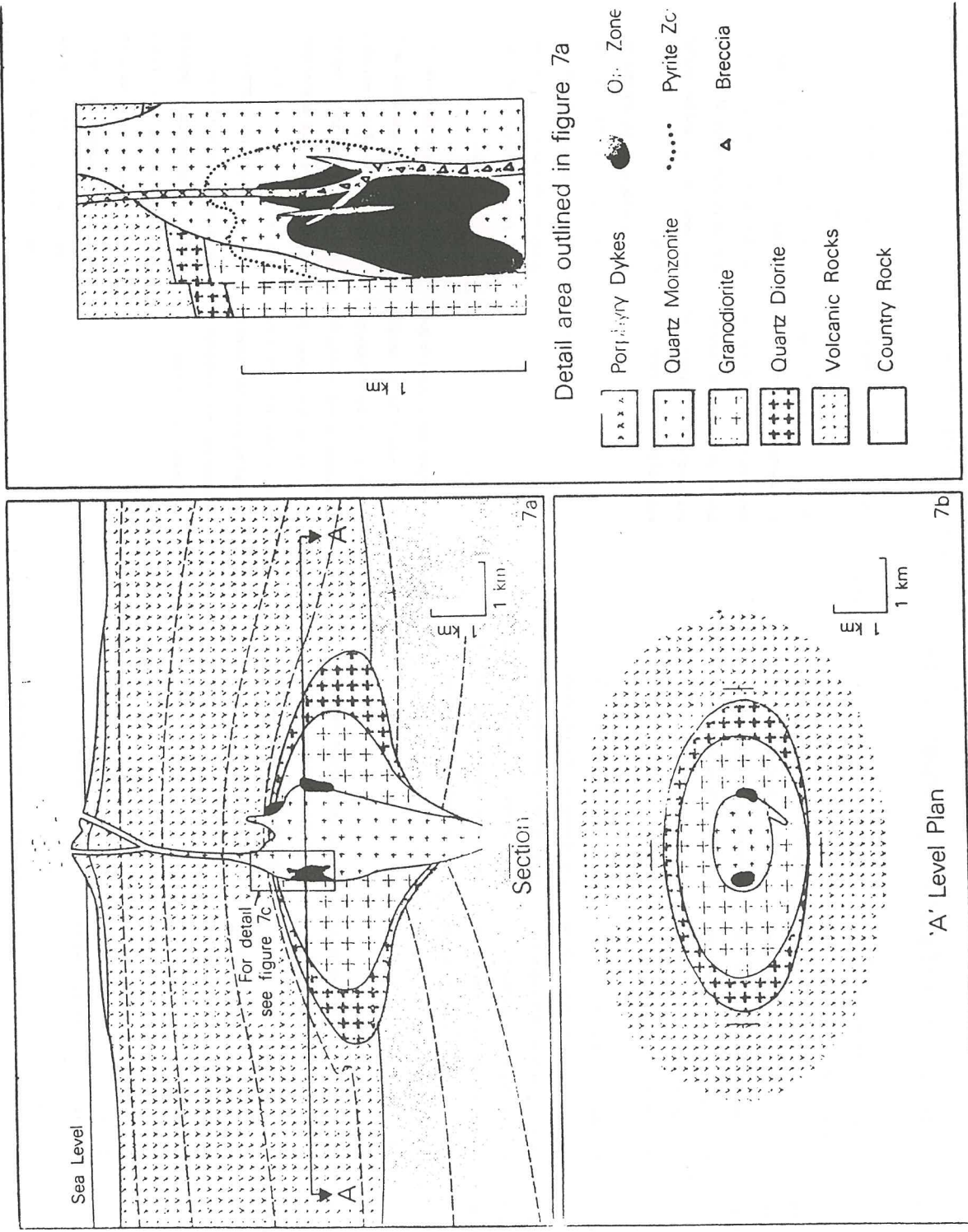
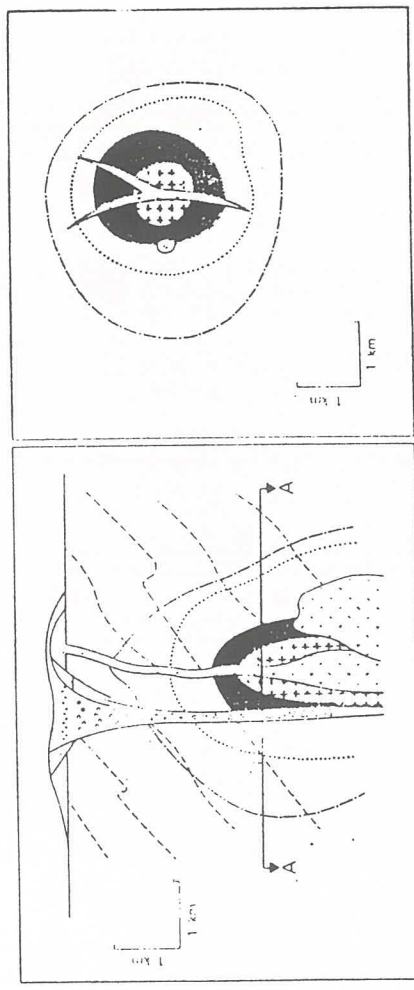


Figure 7 Model of plutonic-type porphyry copper deposits.

(McMILLAN and PANTELEYEV 1988 'Jan)



'A' Level Plan

Section

LEGEND










- |   |                   |  |                       |
|---|-------------------|--|-----------------------|
|    | Diatreme          |   | Ore Zone              |
|    | Pre-ore Porphyry  |   | Pyrite Zone           |
|   | Intrusion         |  | Biotite Hornfels Zone |
|  | Post-ore Porphyry |  |                       |
|  | Intrusion         |  |                       |
|  | Country Rock      |  |                       |

Figure 5 Model of classic-type porphyry copper deposits. (After Sutherland Brown, 1976).

(Mc MILLAN and PANTELEYEV 1988 'den)

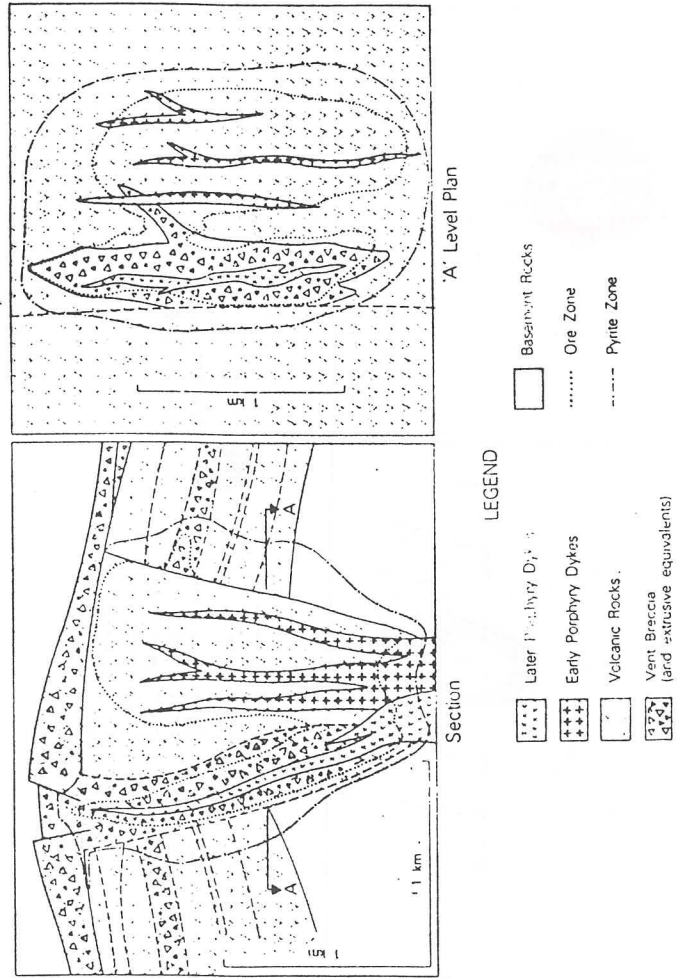


Figure 6 Model of volcanic-type porphyry copper deposits. (After Sutherland Brown, 1976).  
 (Mc Millan and Panteleyev 1988 'den)

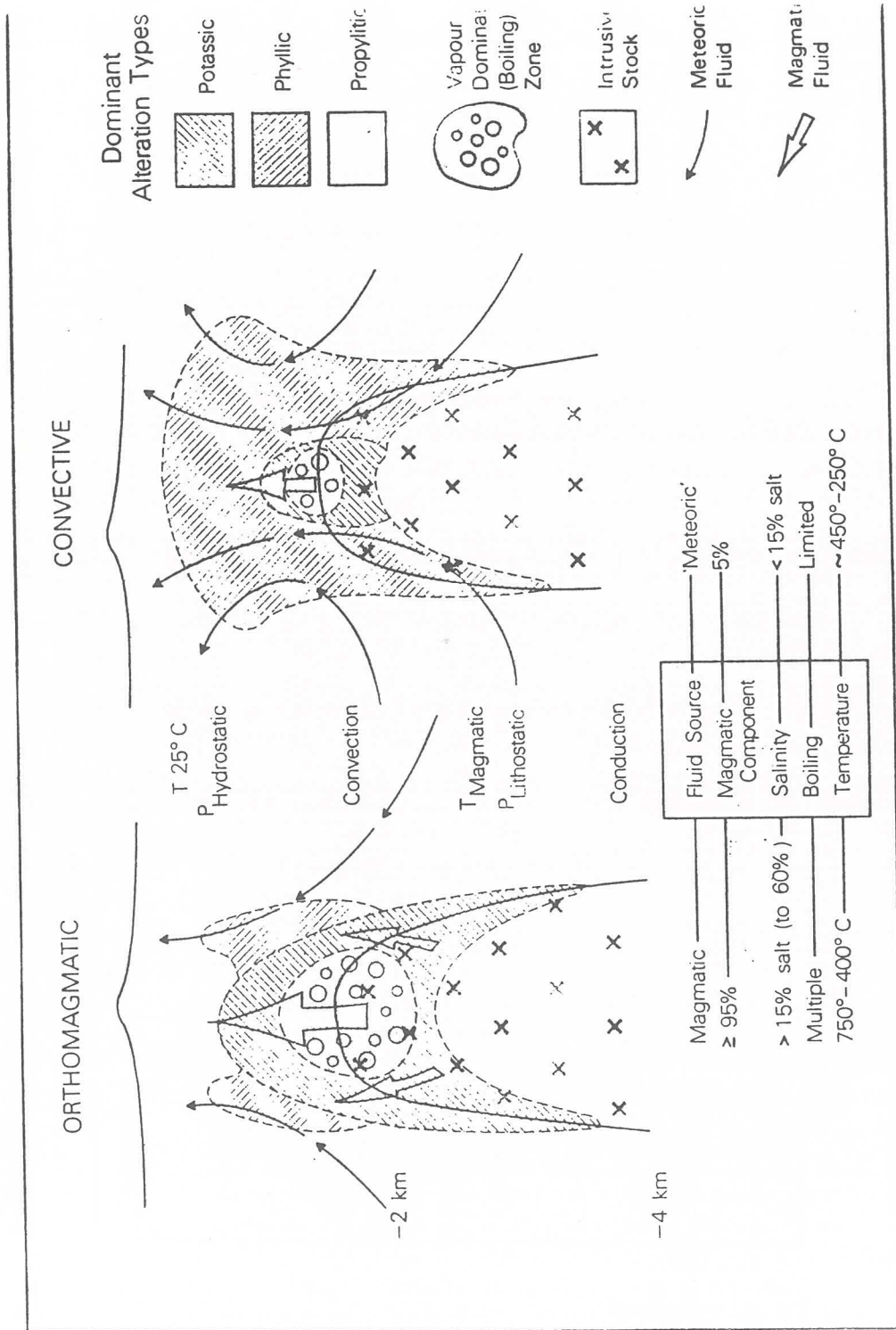
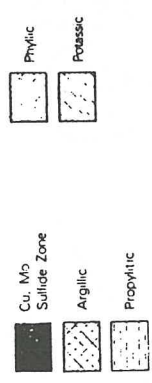
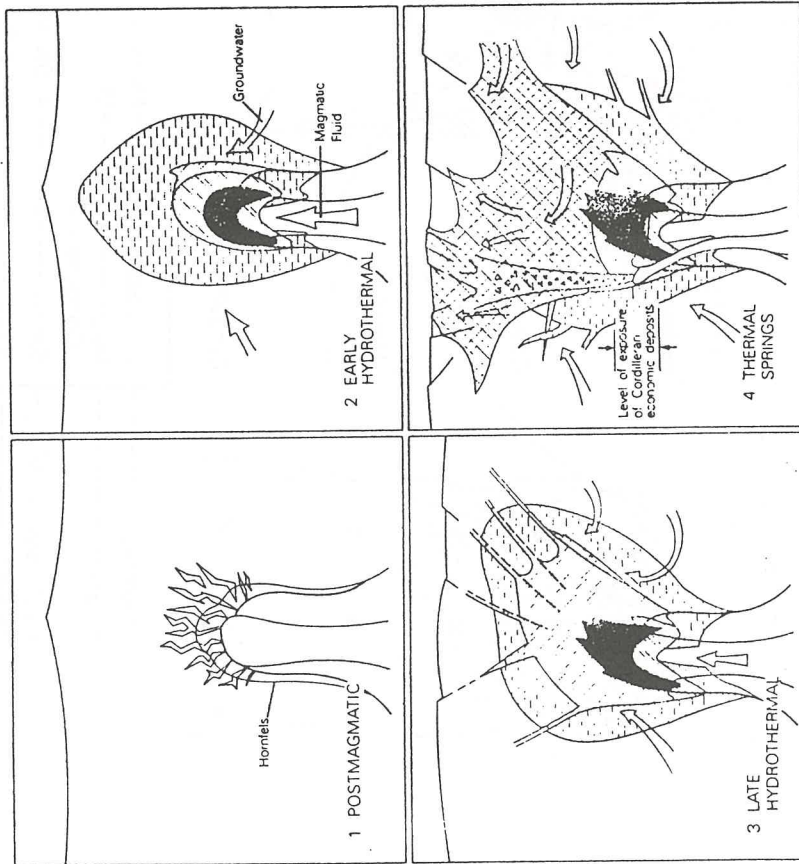


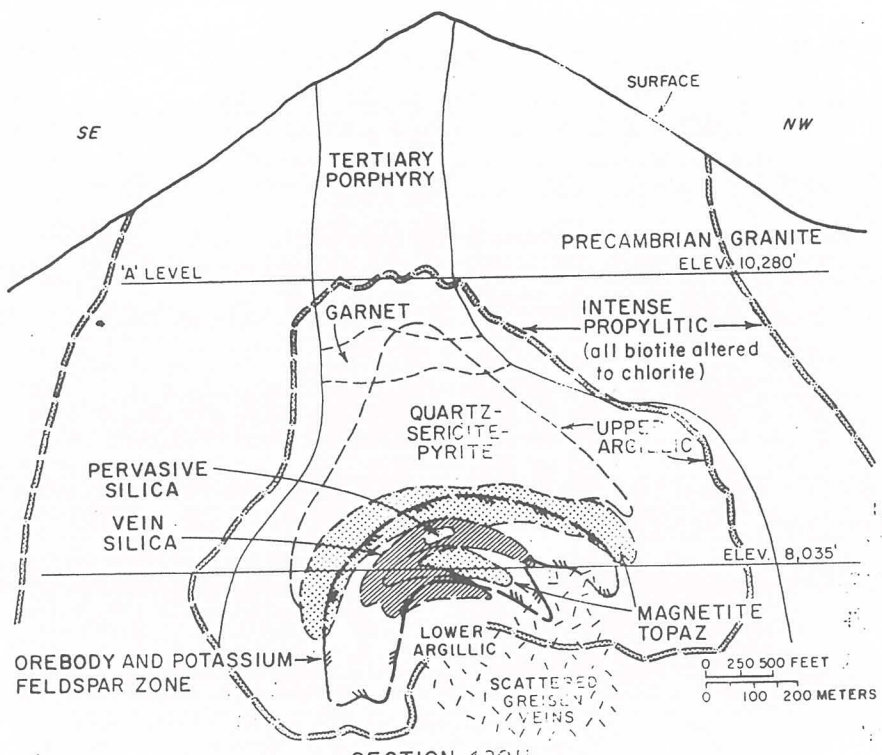
Figure 8 Model of hydrothermal systems with contrasting orthomagmatic and convective fluid flow patterns. For explanation, see (Mc MILLAN and PANTELEYEV 1988' Jan)



STAGED ALTERATION MODEL  
After: Gustafson & Hunt, 1975

Figure 9 Model showing four sequential stages of alteration mineralization. For explanation, see text. (After Gustafson and Hunt, 1975).

(MCMILLAN and PANTELEYEV 1988 'dem)



SECTION 480H

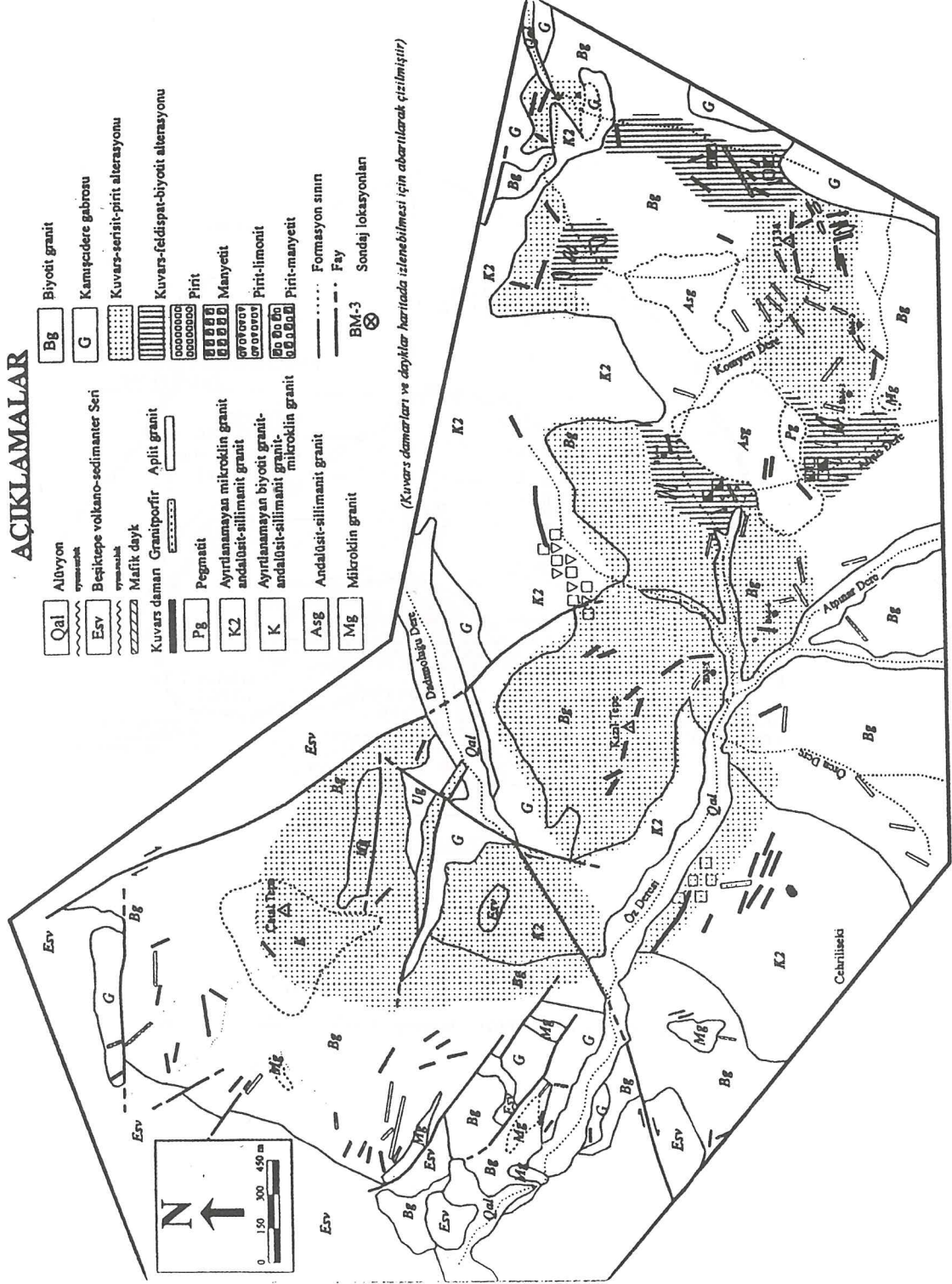
EXPLANATION

- 0.3% MoS<sub>2</sub> boundary
- Igneous contact
- Relatively narrow gradational alteration-zone boundary
- Relatively wide gradational alteration-zone boundary

FIG. 33. Section 480H, showing Henderson alteration zones.

## AÇIKLAMALAR

Qal	Alüvyon	Bg	Biyotit granit
Esv	Bepiköpe volkano-sedimanter Seniyozmatik	G	Kamışdere gabrozu
Esv	Bepiköpe volkano-sedimanter Seniyozmatik		Kuvars-serisit-pirit alterasyonu
zzzzz	Maifit dayk		Kuvars-feldispat-biyotit alterasyonu
—	Kuvars daman		Pirit
Pg	Granitporfir		Manyetit
Pg	Pegmatit		Pirit-limonit
K2	Ayrılanamayan mikroklidin granit andalüsit-sillimanit granit		Pirit-manyetit
K	Ayrılanamayan biyotit granit andalüsit-sillimanit granit mikroklidin granit		Formasyon sınırı
Asg	Andalüsit-sillimanit granit		Fay
Mg	Mikroklidin granit		BM-3
			Sondaj lokasyonları

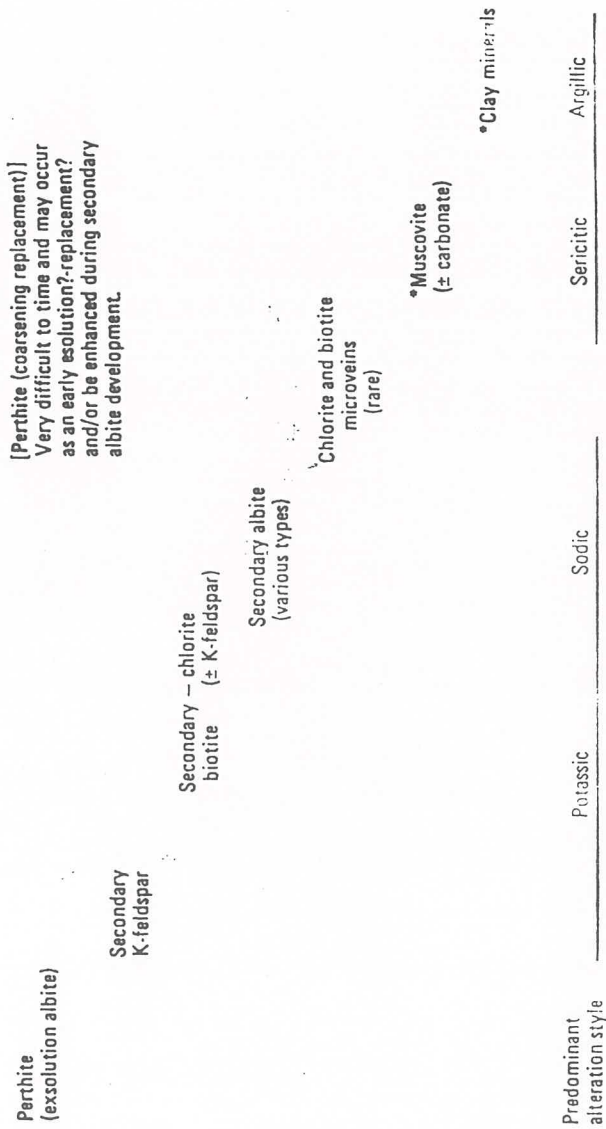


Sekil 10: İnceleme alanı hidrotermal alterasyon haritası.

(Başınayla - Yozgat)



TIME



[Perthite (coarsening replacement)]  
Very difficult to time and may occur as an early exsolution?-replacement? and/or be enhanced during secondary albite development.

\*Muscovite appearance although predominantly post-chlorite could also occur during previous reactions. Fluorite appearance is difficult to time and may well crystallise during early and late stage processes.

Fig. 43. Timing of main alteration minerals in incipient pervasive alteration of tin granites in the Herberton tin field, Tasmania, Australia. (Pollard and Taylor 1986:1796). This pattern is valid for most tin granites. More advanced degree of alteration results in early formation of tourmaline ± topaz, and blastesis of fluorite over a wide temperature range. Muscovite or zinnwaldite formation begins under early submagmatic conditions

(LEHMANN 1990 'Jan)

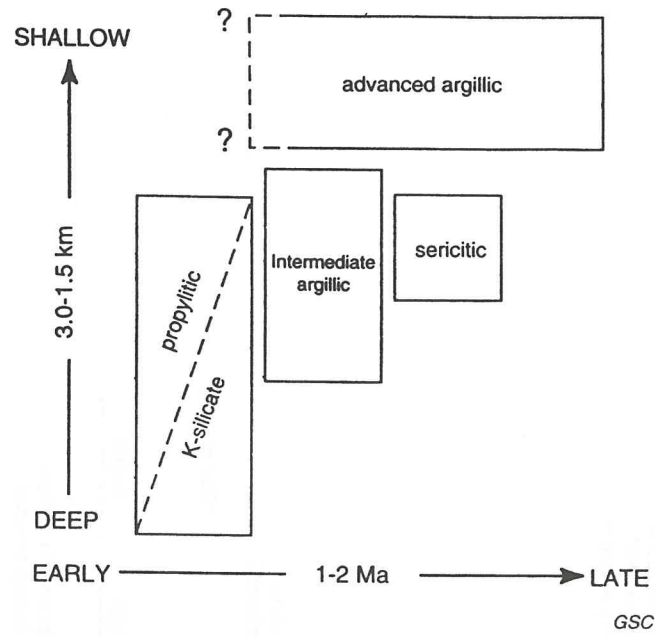


Figure 19-9. Schematic time-depth relations of principal alteration types in gold-rich porphyry copper systems and other types of porphyry deposits (after Sillitoe, 1993b).

(KIRKHAM and SINCLAIR 1995 'ten.)

GSC

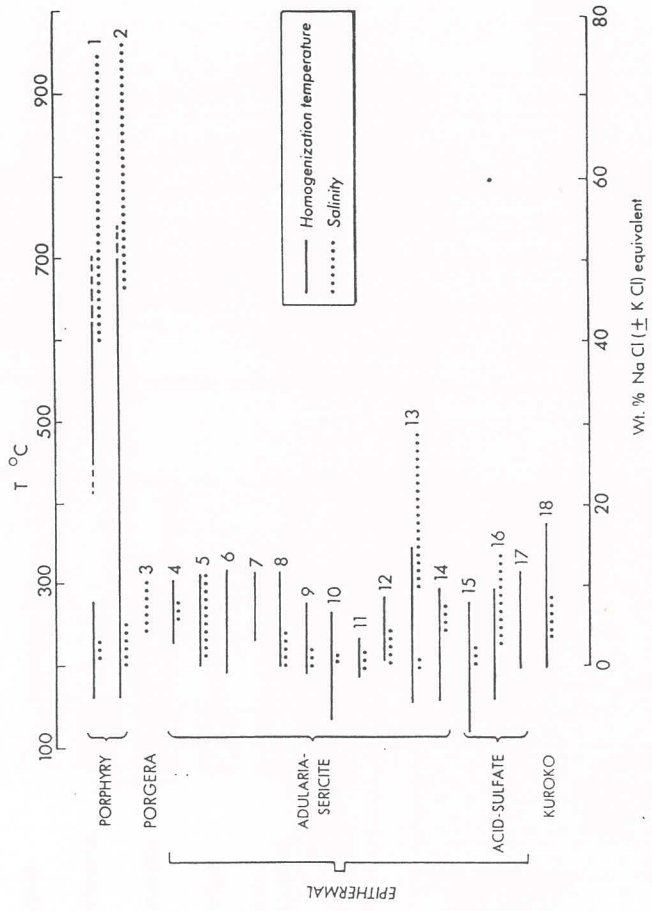


FIG. 8. Representative fluid inclusion homogenization temperatures and salinities for western Pacific gold deposits. Deposits and data sources: 1 = Santo Tomas II (Takenouchi, 1981), 2 = Panguna (Eastoe, 1978), 3 = Porgera (Handley and Bradshaw, 1986), 4 = Umu (Williamson and Rogerson, 1983), 5 = Woodlark (Williamson, 1985), 6 = Paracale (Comsti et al., 1985), 7 = Placer (Domingo and Sato, 1982), 8 = Baguio (Sawkins et al., 1979), 9 = Cititose (Sato et al., 1981), 10 = Kishikino (Takeuchi and Shikazono, 1984), 11 = Seigoshi (Miyazawa et al., 1971), 12 = Waihi (Brathwaite et al., 1986), 13 = Golden Cross (de Ronde, 1986; de Ronde and Blattner, 1988), 14 = Emperor (Ahmad et al., 1987), 15 = Iwato and Kasuga (Takenouchi, 1983; Hedenquist et al., 1988), 16 = Chinkuashih (Yen, 1976), 17 = Nalesbitan (Angeles et al., 1987), 18 = Japanese kuroko deposits (Pisutha-Armond and Ohmoto, 1983).

(SILLITOE 1988, dem)

D. G. Lewis

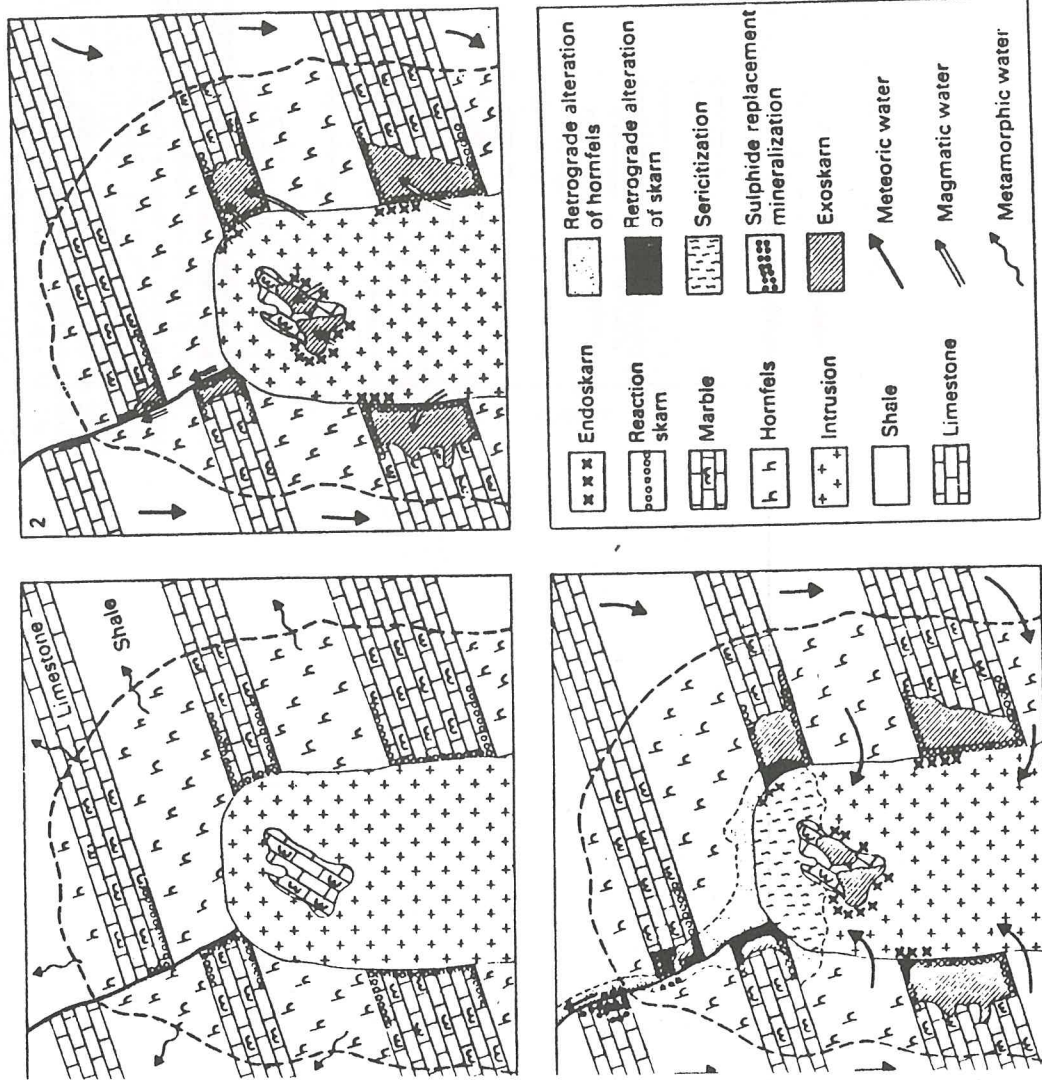


Fig. 13.9 Stages in the development of skarn deposits. (1) The intrusion of hot magma drives out ground, formation of metamorphic aureole and reaction skarns. (2) Hydrothermal solutions exsolve from the crystallizing magma to form endo- and exoskarns, some sulphide replacement mineralization may occur. (3) The system cools permitting meteoric water to enter the intrusion and the skarns, producing sericitization in the intrusion and retrograde reactions in the skarns and hornfels. Sulphide replacement bodies may develop during this stage.

(EVANS, A.M. 1993 Ten)

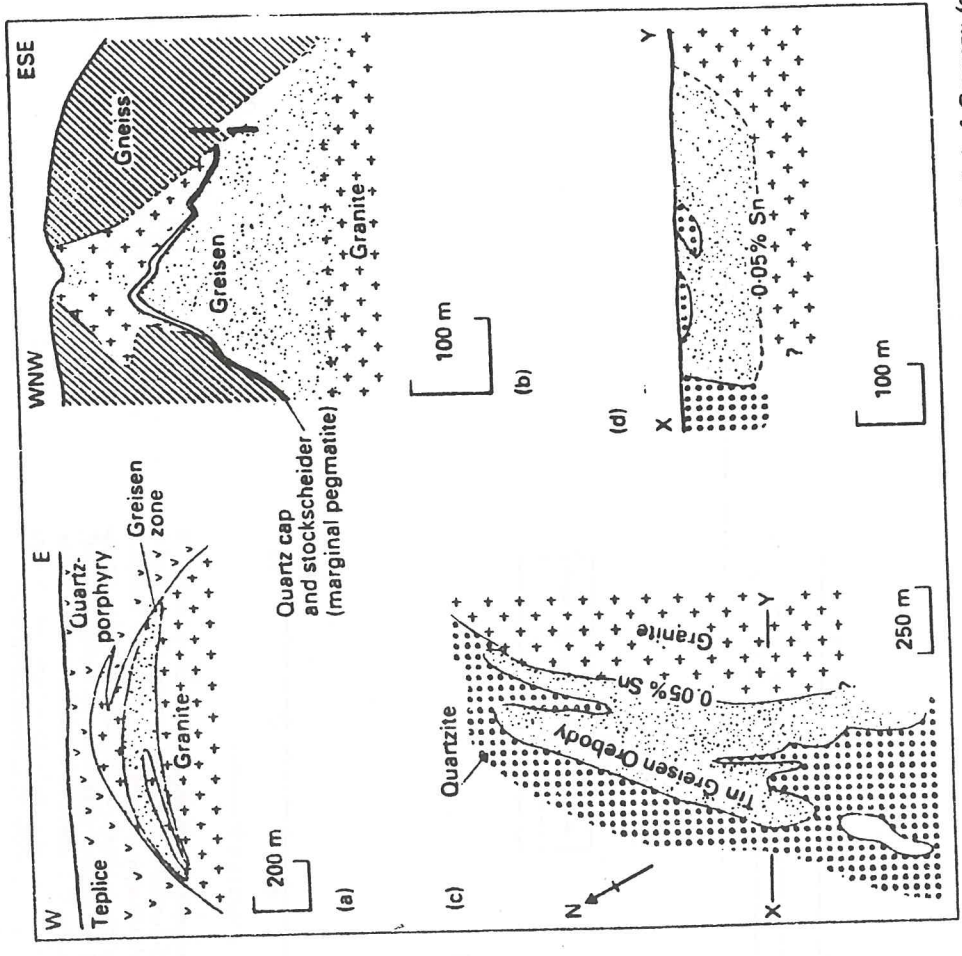


Fig. 12.1 Some tin greisen orebodies. (a) Section through Cinovec, Czechoslovakia. (b) Sadsdorf, Germany. (c,d) Map and section of East Kemptville, Nova Scotia, Canada. ((a,b) after Baumann (1970) and (c,d) after Richardson *et al.* (1982).)

16

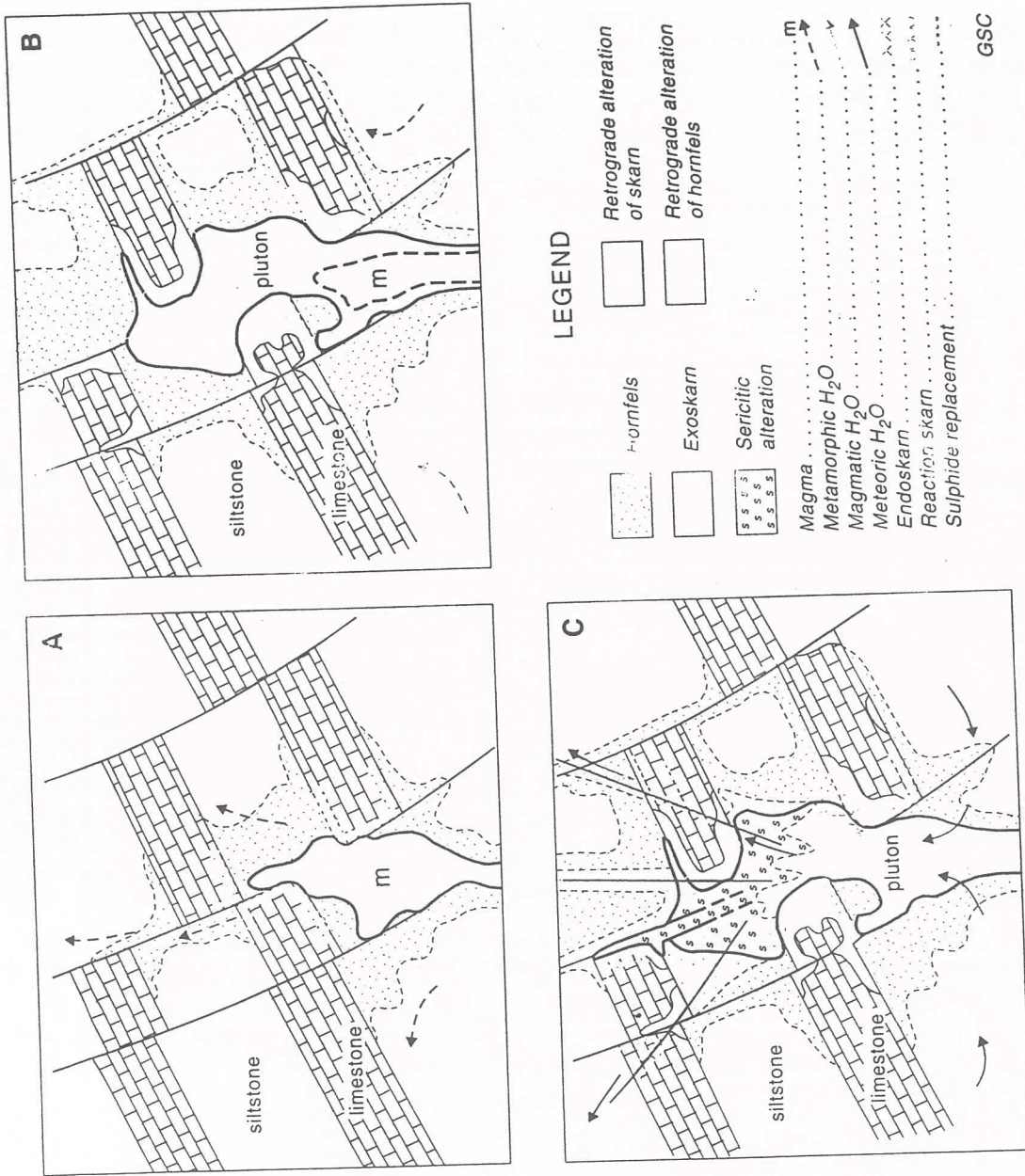


Figure 20.2-7. Stages of evolution of skarn deposits (after Einaudi et al., 1981, Fig. 4). (A) Magma emplacement; dehydration; thermal metamorphism; reaction skarn formation. (B) Crystallization and magmatic fluid separation; stratigraphically and structurally controlled exoskarn formation; endoskarn formation locally in pluton; peripheral replacement. (C) Cooling, meteoric water influx; retrograde alteration of pluton, hornfels and skarn; structurally and stratigraphically controlled sulphide-silica-carbonate replacement.

DAWSON, K.M. and KIRKHAM R.V. 1995 (ten)

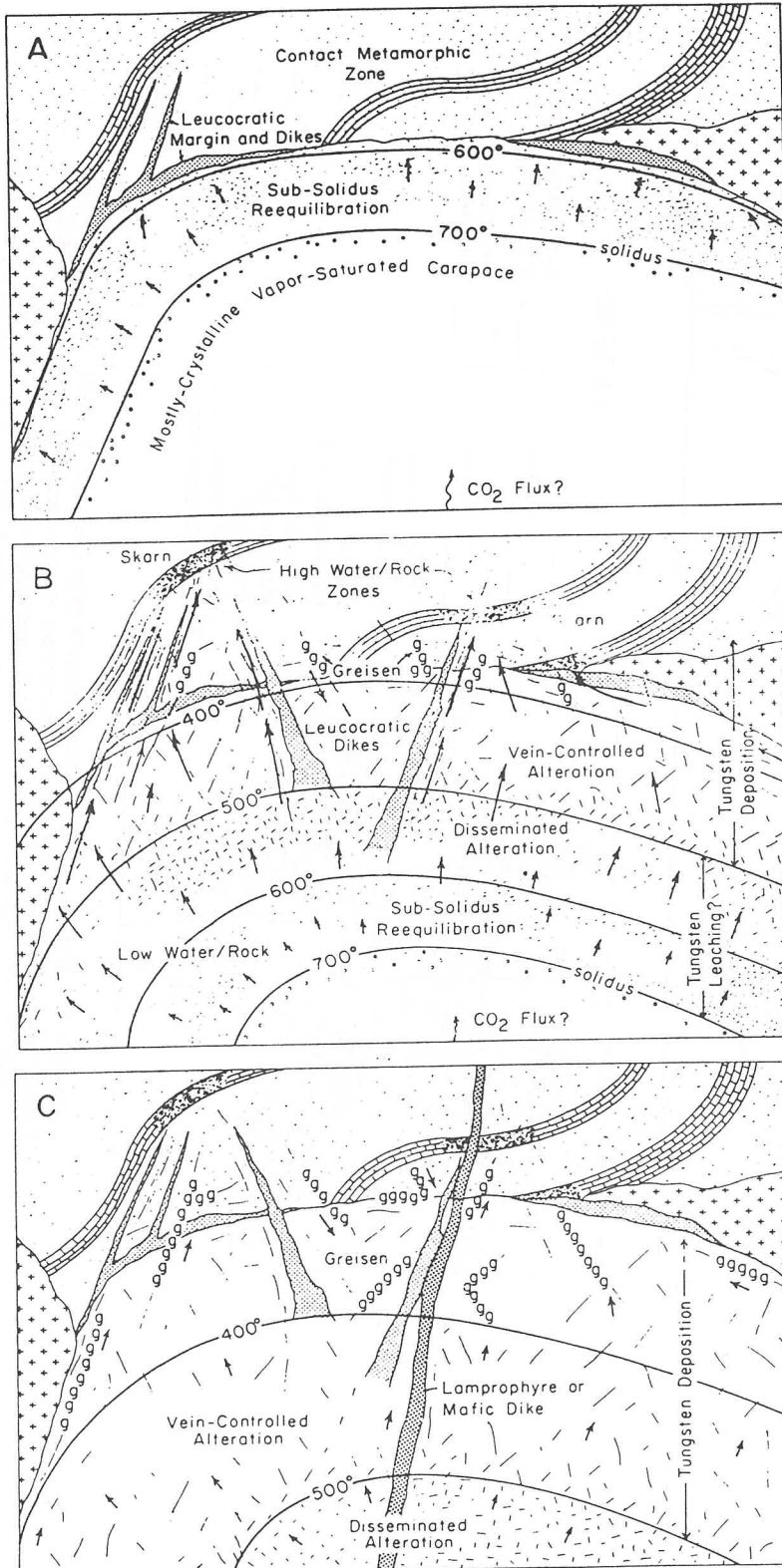


FIGURE 14.6—Schematic representation of skarn development from intrusive fluid of a cooling pluton versus alteration development. The depth and scale of these cartoons are omitted to eliminate the need for rigorous placement of isotherms. Consequently, some time may be compressed into these otherwise sequential views, from A to C, of a cooling pluton emplaced in a shallow batholithic terrane below a shale/limestone sequence. A. As the crystalline margin of the pluton develops, magmatic fluid (arrows) is evolved, but not efficiently nor rapidly collected to a potential skarn-forming unit. Initially, fluid flow is dominantly intracrystalline on a pervasive scale rather than by persistent fractures. Sub-solidus re-equilibration (Table 14.2, Fig. 14.5) may begin to change the composition of the granitoid minerals and the magmatic (now "intrusive") fluid. Contact metamorphism and bimetasomatism are the dominant processes in the country rock. B. Continued crystallization of the carapace is accompanied by intermittent intrusion of aplite or leucocratic porphyry dikes and development of fractures in the cooler more brittle portion of the carapace. Down-temperature from the solidus, fluid flow becomes more channeled by widely spaced fractures or veins. Vein-controlled alteration and greisen (linear "g" pattern) begin to be overprinted on disseminated alteration assemblages as isotherms move downward. The increasing length of the arrow upwards indicates higher water/rock ratios along major fractures and dike margins. The location of major skarn development is in part controlled by the location of abundant dikes, fractures, and veins (as is very apparent at MacTung; Dorothy Atkinson, personal communication). Tungsten leaching may accompany high temperature alteration; whereas scheelite deposition may occur with lower temperature assemblages. C. The downward incursion of lower temperature alteration assemblages is arrested by complete crystallization of the pluton and diminished flow of intrusive fluid. Lamprophyre dikes may be dominantly post-mineralization, but still exhibit evidence of some alteration. Sericitic alteration may be the less intense developed, more widely dispersed equivalent of fracture-controlled greisen.

(KEITH, MIDDELAAR, CLARK & HODGSON 1989'dan)

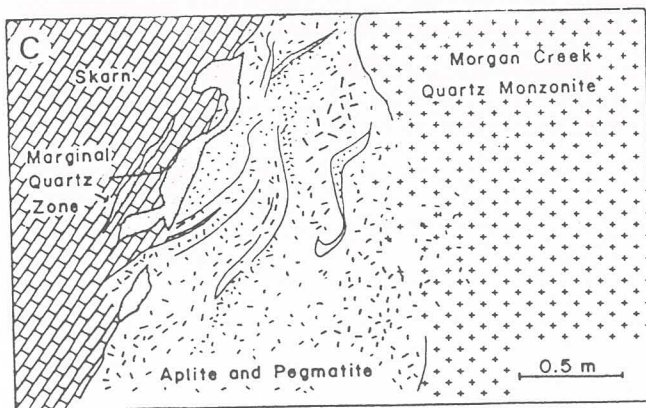
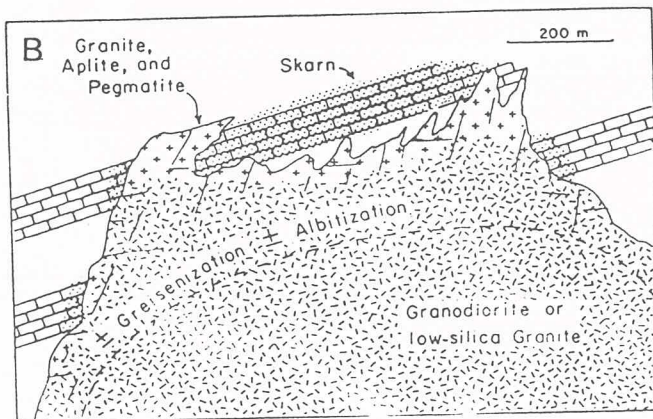
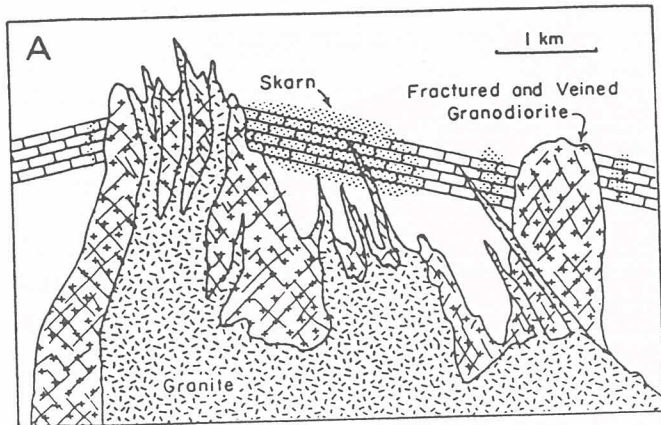
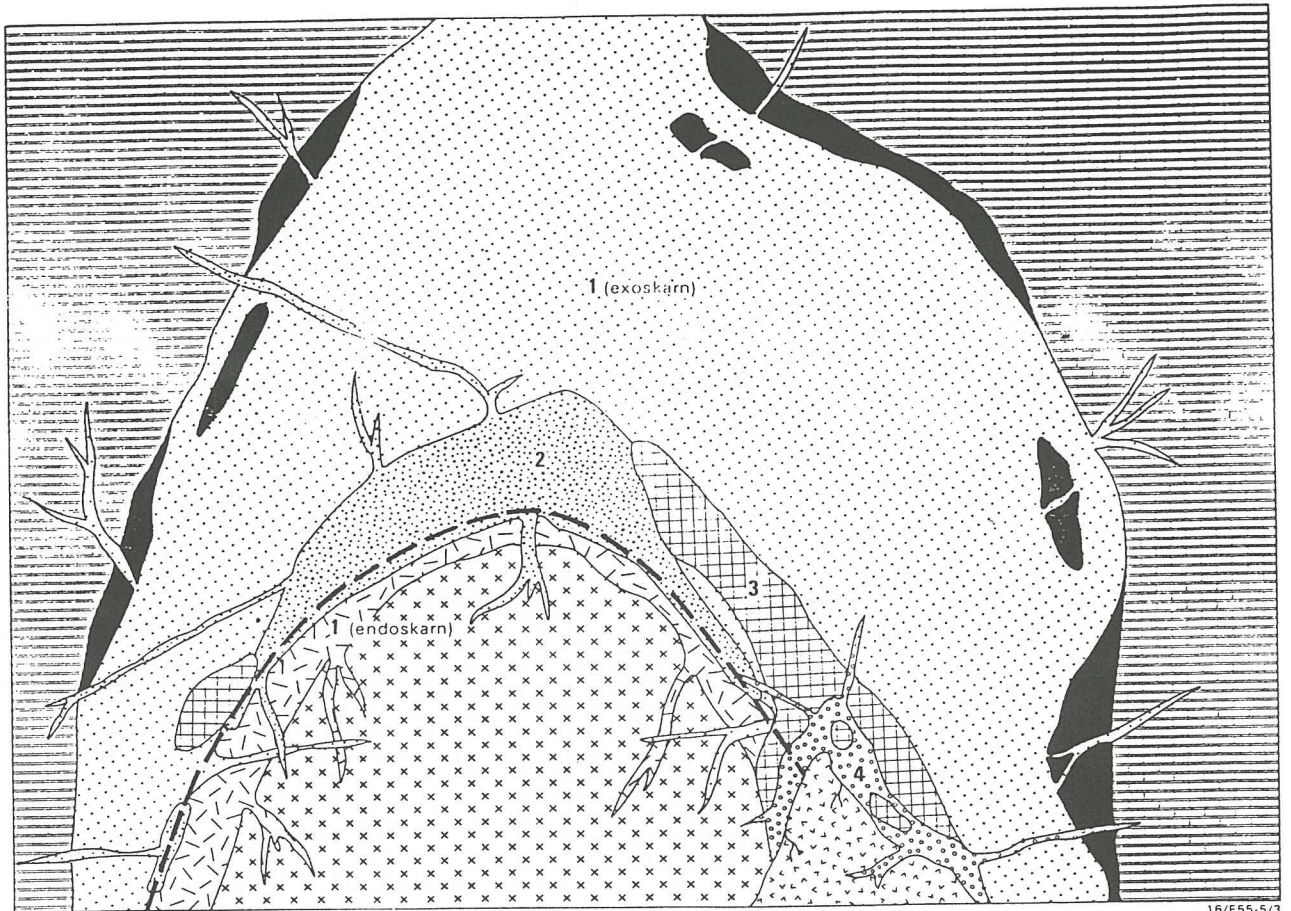


FIGURE 14.2—Characteristic field relations of plutons associated with W skarn deposits. (A) Cartoon section of a granodiorite-type pluton associated with tungsten skarn. Important characteristics of this pluton type are that: 1) highly fractured and veined granodiorite dikes and stocks show the closest proximity to skarn; 2) the skarn may be located a substantial distance from the granitoid that provided the magmatic fluid; 3) a younger granitic pluton is emplaced within the granodiorite stock or adjacent to it; and 4) dikes of each phase may parallel each other, but at the level of skarn formation the less differentiated granitoid is volumetrically more important. Fractures and veins exert the greatest control on location of skarn, but the source of the fluids may have been the granite intrusion. (B.) Cartoon section of a batholith-type pluton associated with tungsten skarn. The pluton is not strongly veined, but the veins that are present may have transported some of the ore fluid. The marginal leucocratic zone is best developed in apophyses or irregularities along the contact and may show close proximity to skarn. Possibly skarn is not as well developed along extended portions of the contact that are devoid of the leucocratic zone. A carapace of greisenization and albitization may often be present along the upper portion of the pluton. (C) Schematic section of the marginal quartz zone and marginal leucocratic zone in the Pine Creek mine. The marginal leucocratic zone consists of mixed aplites, pegmatites, and leuco-granodiorite. Texture, composition, and width of this zone is extremely variable. It varies from 0–30 m thick and may or may not be gradational with typical Morgan Creek granodiorite. Pegmatitic zones occasionally contain disseminated molybdenite, pyrite, and chalcopyrite. Flow foliation is common, but not persistent. Internal contacts and significant variations in biotite content are also present in the leucocratic zone. The marginal quartz zone has an irregular distribution, but is generally found near the contact.

(KEITH, MIDDELAAR, CLARK & HODGSON 1989'dan)



16/E55-5/3

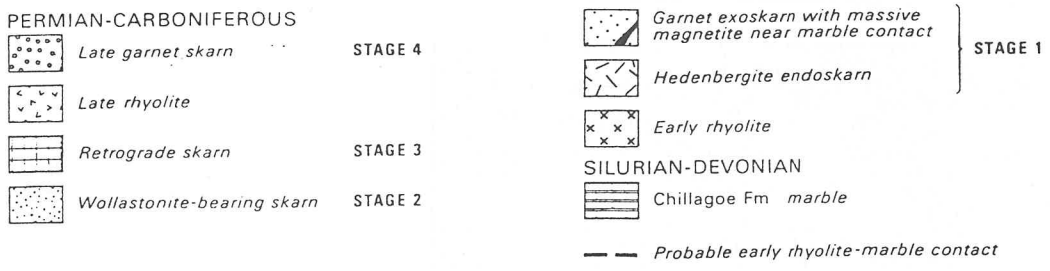


FIG. 4. Schematic section illustrating skarn paragenesis, with stages of skarn growth marked.



MASİF SÜLFİD YATAKLARINDA  
GÖZLENEN ALTERASYONLARLA  
İLGİLİ ŞEKİLLER

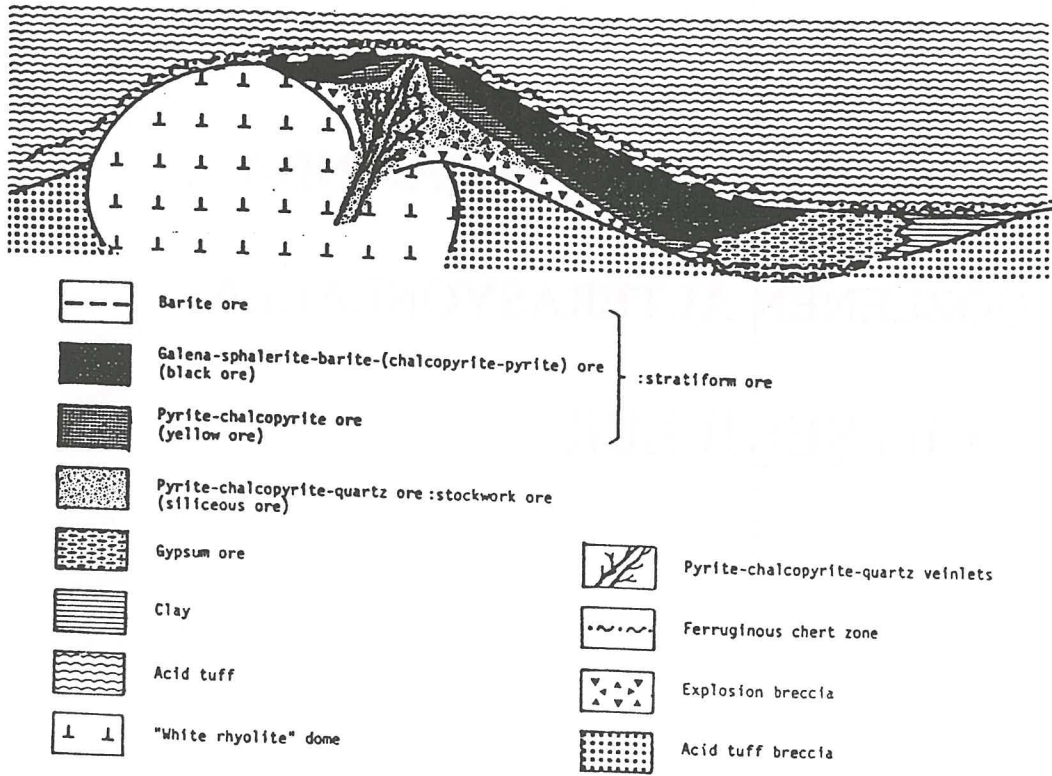


Fig. 1. Schematic cross section of a typical Kuroko deposit.

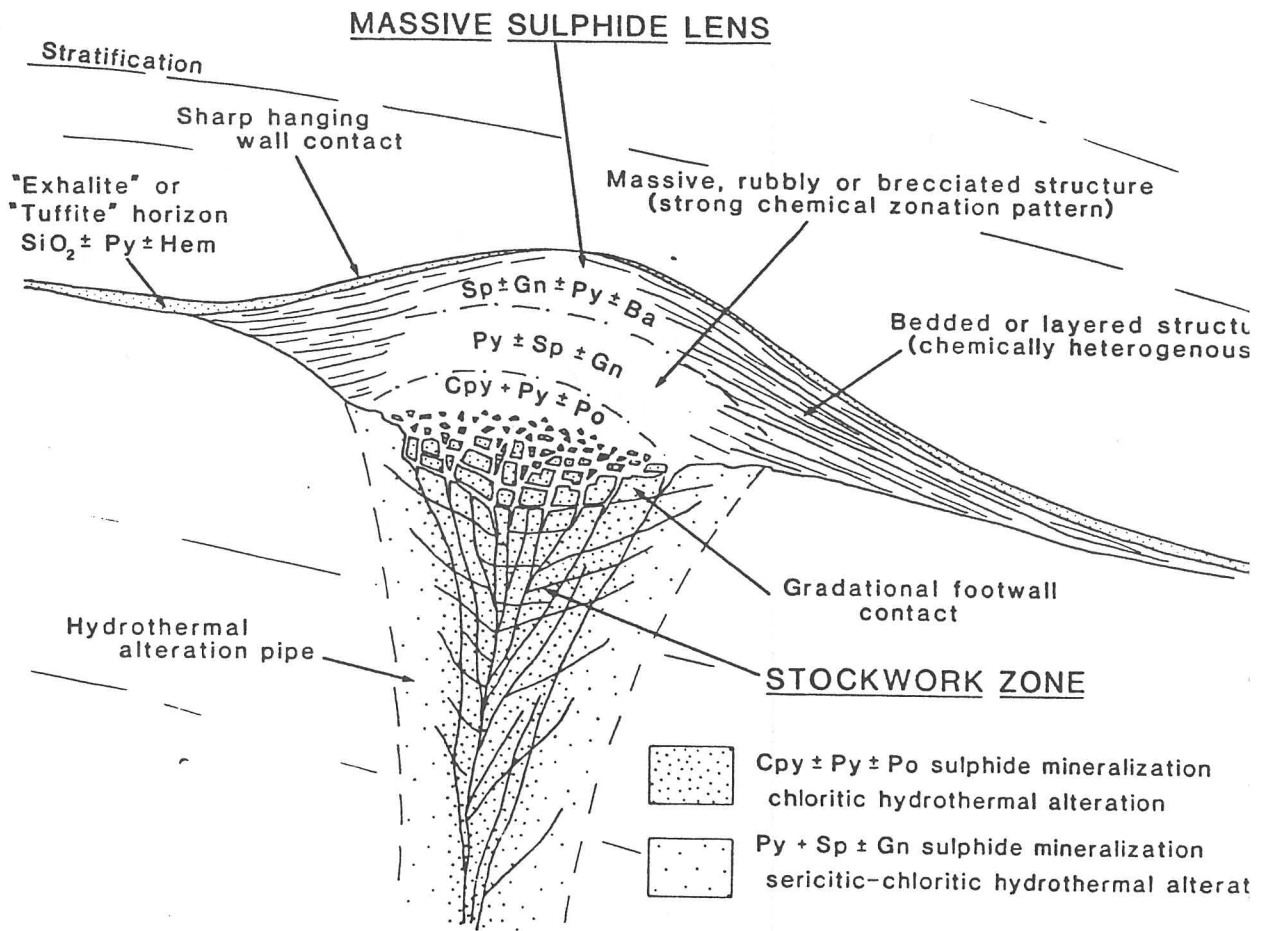


Figure 2 Essential characteristics of an idealized volcanogenic massive sulphide deposit.

(LYDON 1988 'den)

Dr. Lyons

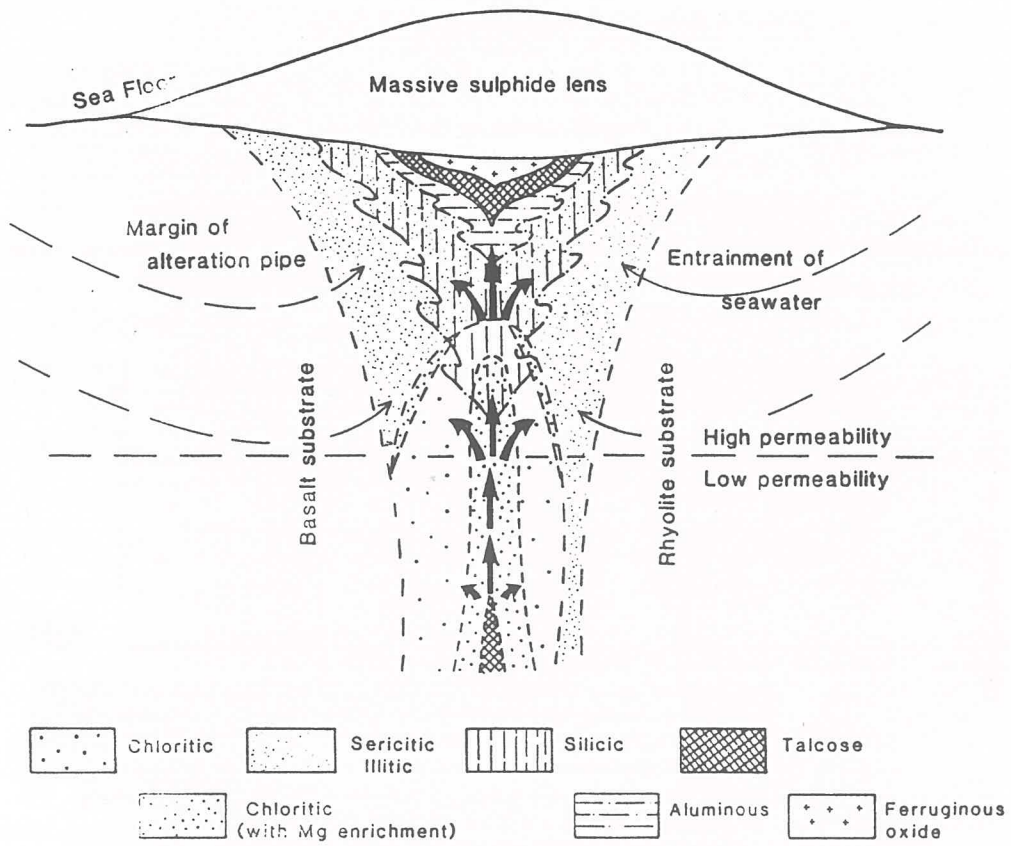
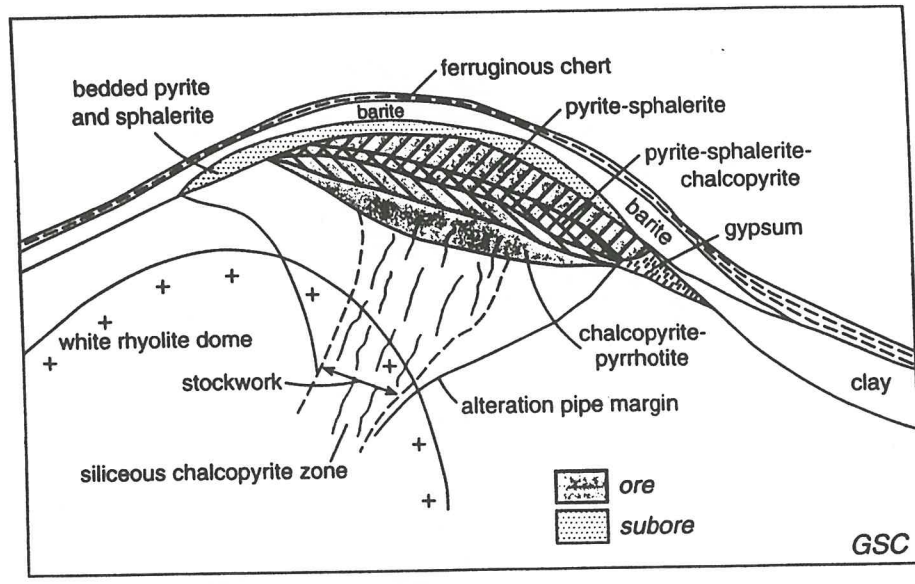
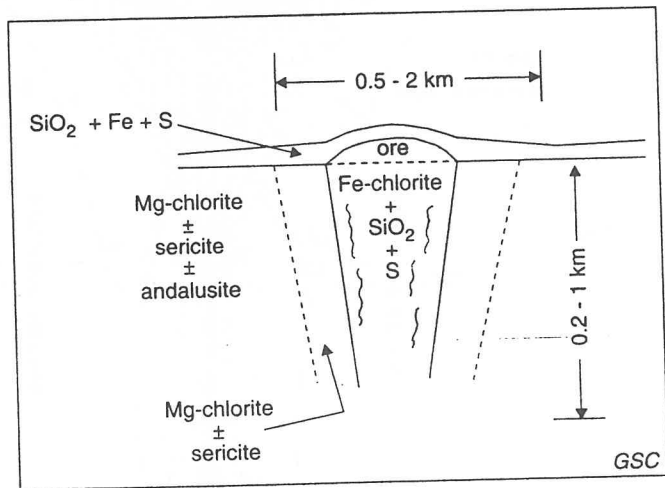


Figure 8 Composite representation of the various alteration assemblages that have been reported for alteration pipes of VMS deposits. See text for explanation and discussion.

(LYDON 1988 'den)

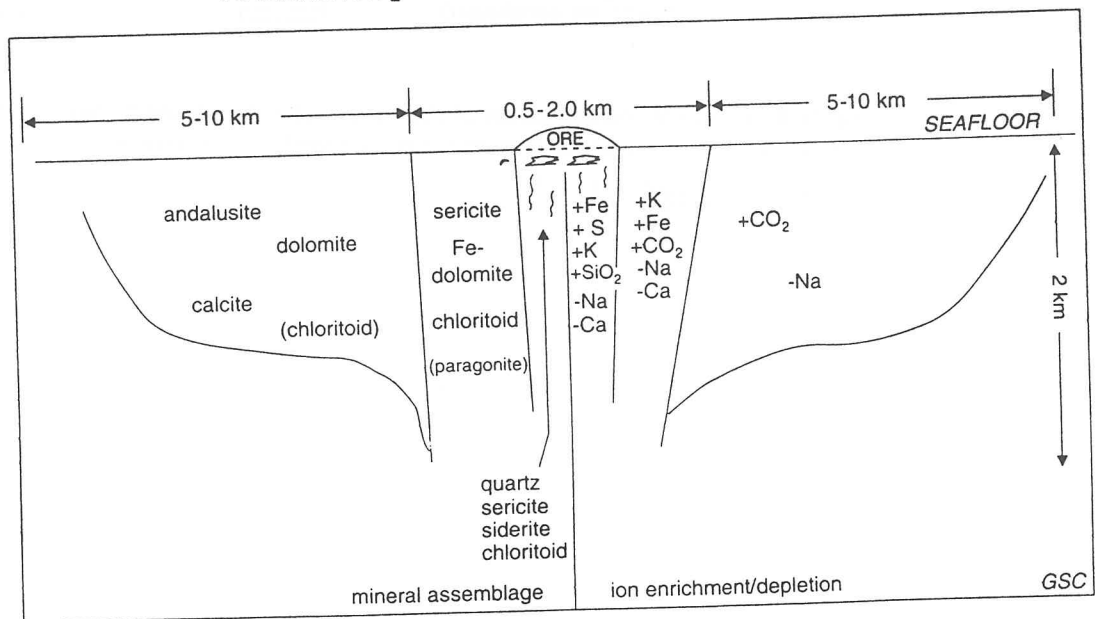


**Figure 6.3-9.** Typical cross-section of Pb-Zn-Cu ore zone illustrating the principal ore zones. Compiled from Eldridge et al. (1983), Lambert and Sato (1974), and others.

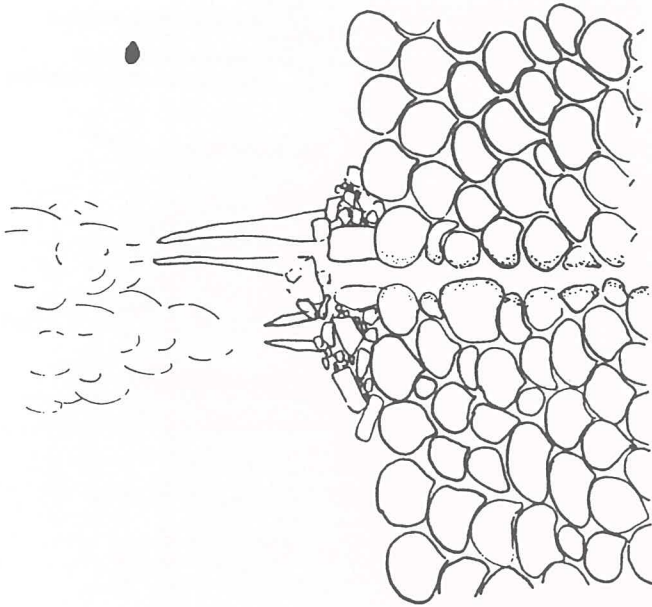


(FRANKLIN, 1995)

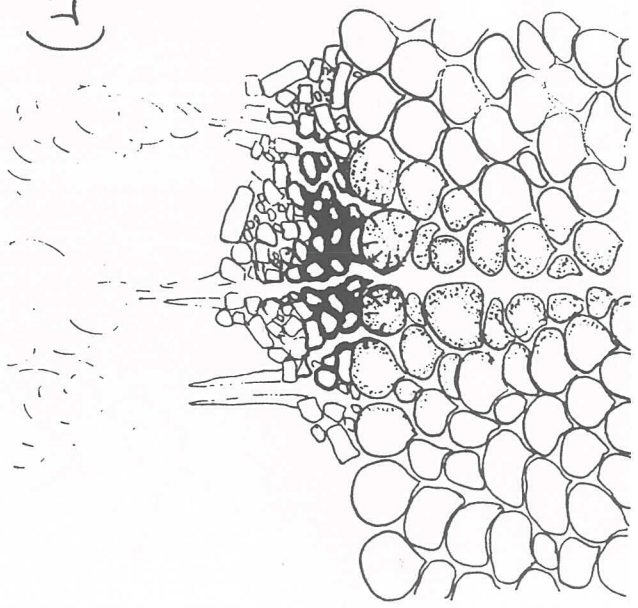
**Figure 6.3-6.** Synthesis of alteration zones immediately beneath Cu-Zn deposits, such as at Noranda, Cyprus, and the Proterozoic deposits of the Canadian Shield. Note that the "Mg-chlorite±sericite" zone is gradational into both the central Fe-chlorite+SiO<sub>2</sub>+S and the outermost andalusite zones.



**Figure 6.3-7.** Synthesis of alteration zones adjacent to Zn-Cu-Pb deposits such as the Mattabi deposit, Ontario and others that formed in sequences dominated by felsic tuff, breccia, and mafic scoria and sheet flows. Adjacent to the main alteration pipe, the alteration zones are not well defined. Sodium depletion is laterally extensive but confined to a few hundred metres vertically. Metasomatic carbonate alteration is pervasive in the footwall. Minerals in brackets are present in minor amounts.



1. Initiation of hydrothermal discharge and chimney growth



2. Collapse of old chimneys and growth of new chimneys

(LYDON 1988'den)

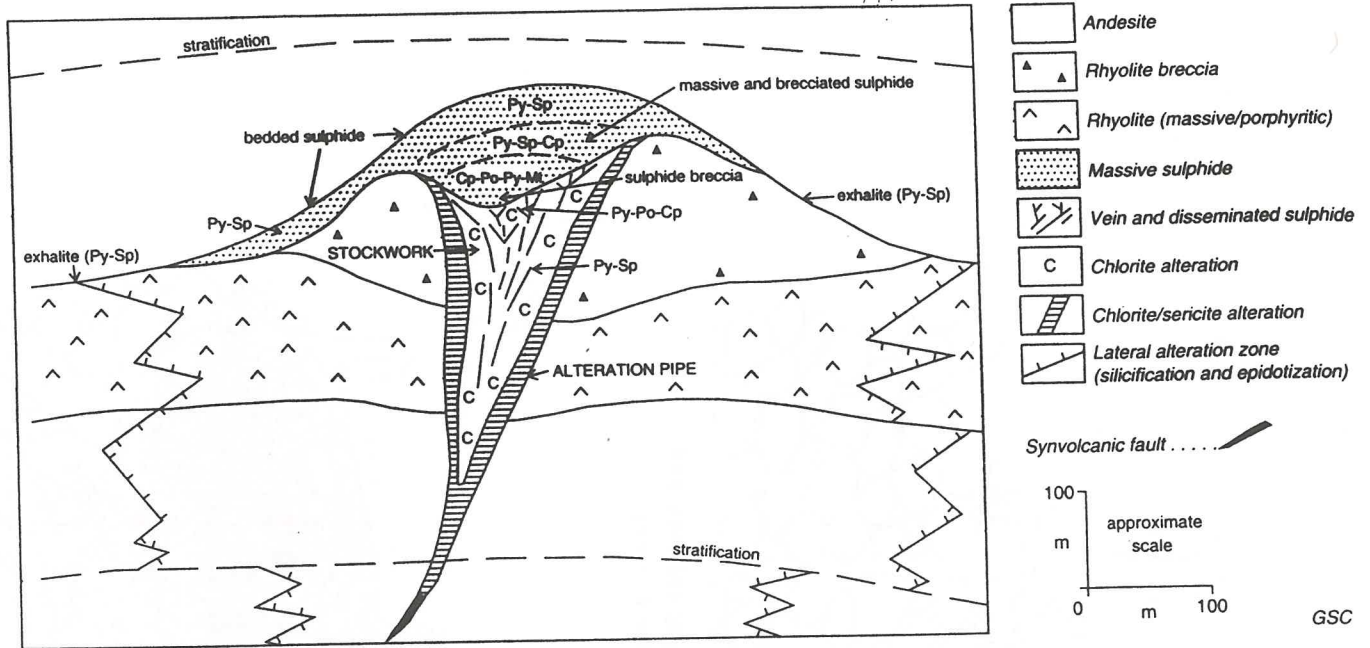


Figure 6.3-5. Summary cross-section of a typical Noranda type deposit. Py: pyrite; Sp: sphalerite; Cp: chalcopryite; Po: pyrrhotite; Mt: magnetite.

(FRANKLIN, 1995'ten)

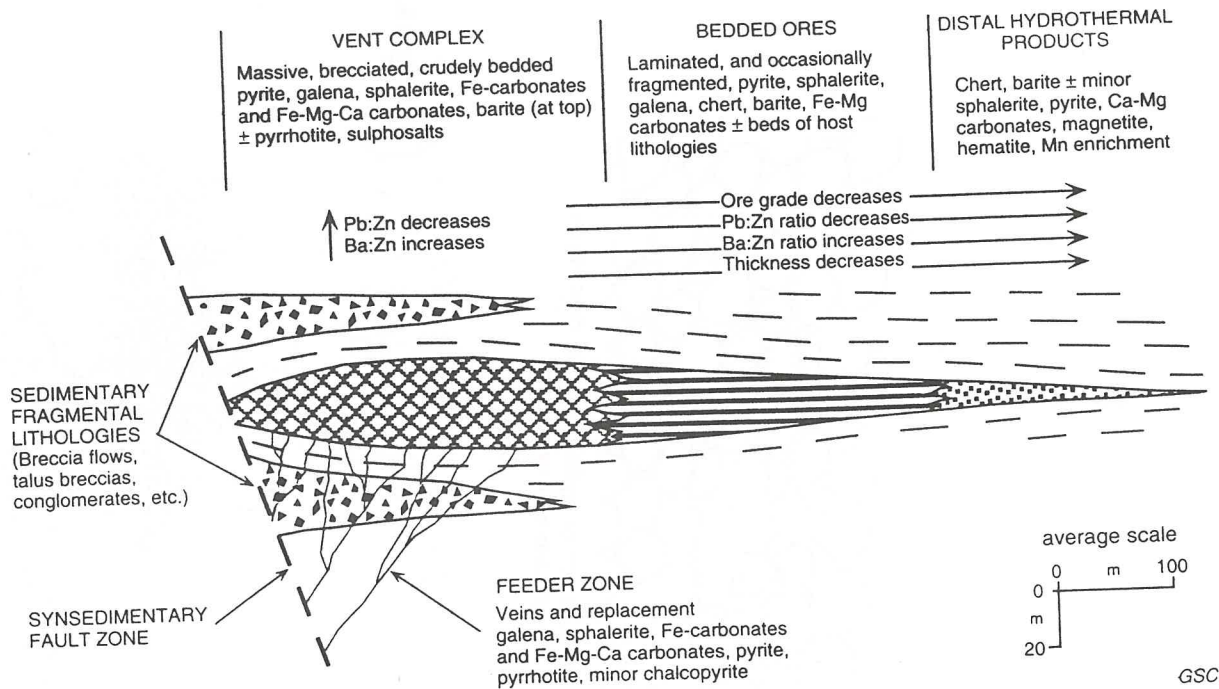


Figure 6.1-4. Schematic illustration of the characteristic features of the idealized Sedex deposit.

(LYDON, 1995'ten)

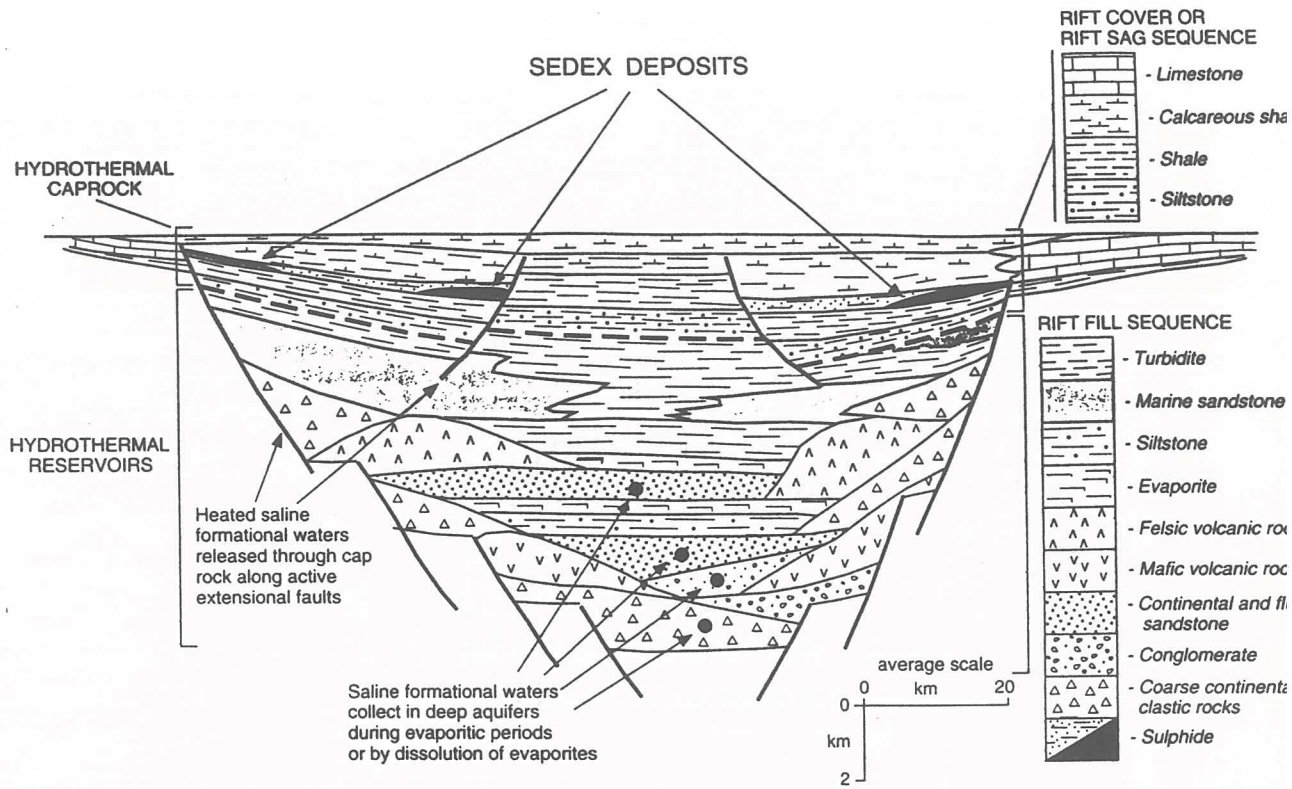


Figure 6.1-6. Schematic representation of the geological setting of Sedex deposits. Sedex deposits are hosted by the cover sequence to an intracontinental rift system that has been filled by continental clastics, volcanics, and/or marine clastics. Chloride brines, formed during an evaporitic period of rift filling or by the later subsurface dissolution of the evaporites, collect in the deep part of the rift fill sequence. The rift cover sequence acts as a hydrothermal caprock (base marked by bold dashed line) to the brines during heating by burial or deep magmatism. The heated brines flow to the contemporaneous surface of the cover sequence when the caprock is ruptured by renewed extensional tectonism.

(LYDON 1995'ten)

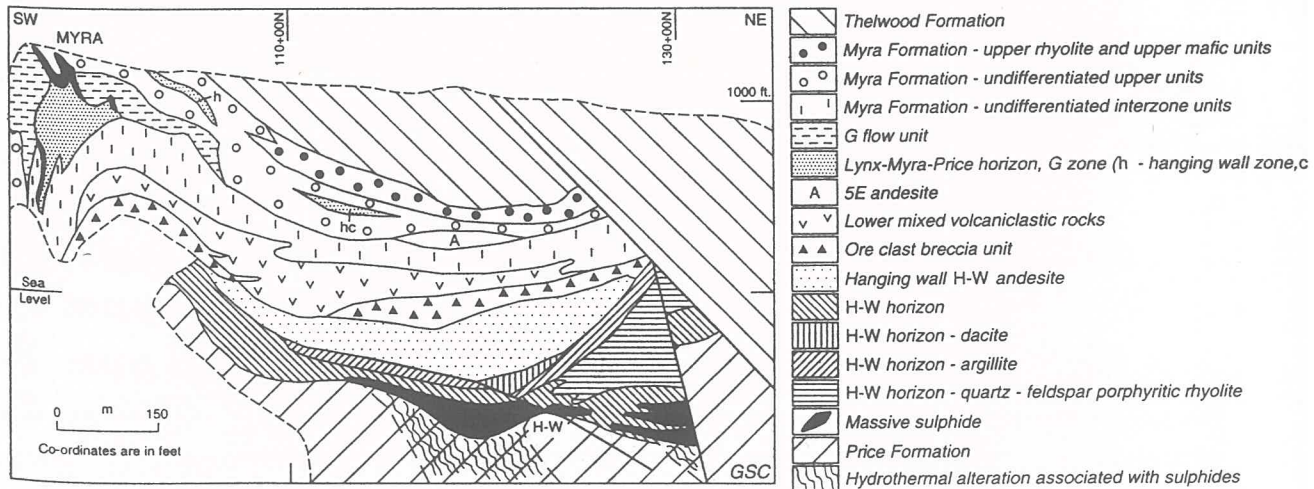


Figure 6.3-8. Cross-section of the H-W ore deposit in the Butte Lake area, British Columbia (from Juras and Pearson 1990). This is a typical Kuroko-like deposit.

(FRANKLIN, 1995'ten)

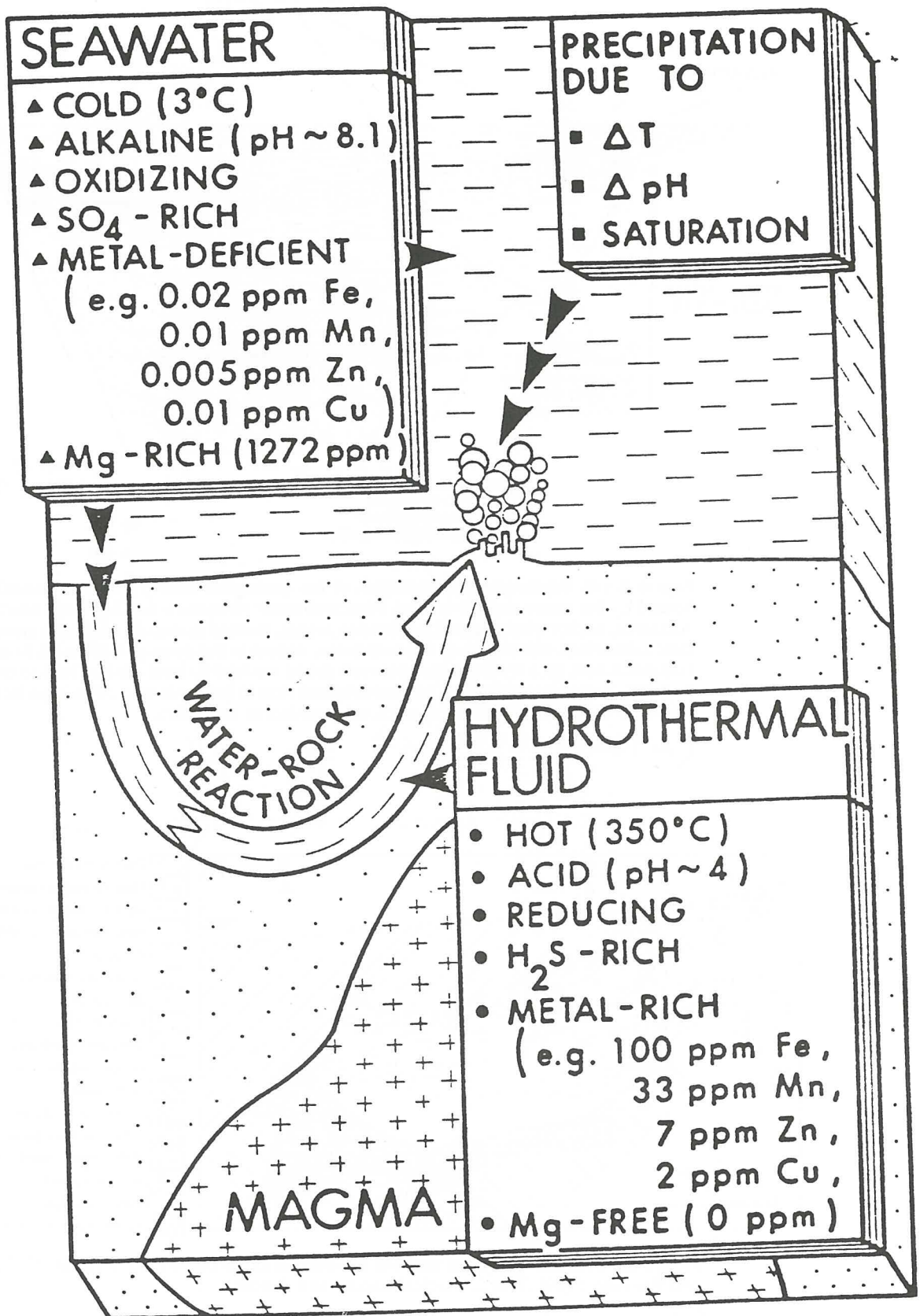


Fig. 1. Hydrothermal circulation model for 21°N East Pacific Rise. Seawater convects through and reacts with basalt under the thermal influence of magma intruded below the ridge crest. The hydrothermal fluid so produced discharges onto the seafloor as a hot spring forming a metallic sulfide deposit. Composition of seawater is from Sverdrup et al.<sup>7</sup> and of hydrothermal fluid from Edmond et al.<sup>8</sup>

SCOTT, S.D. (1989)



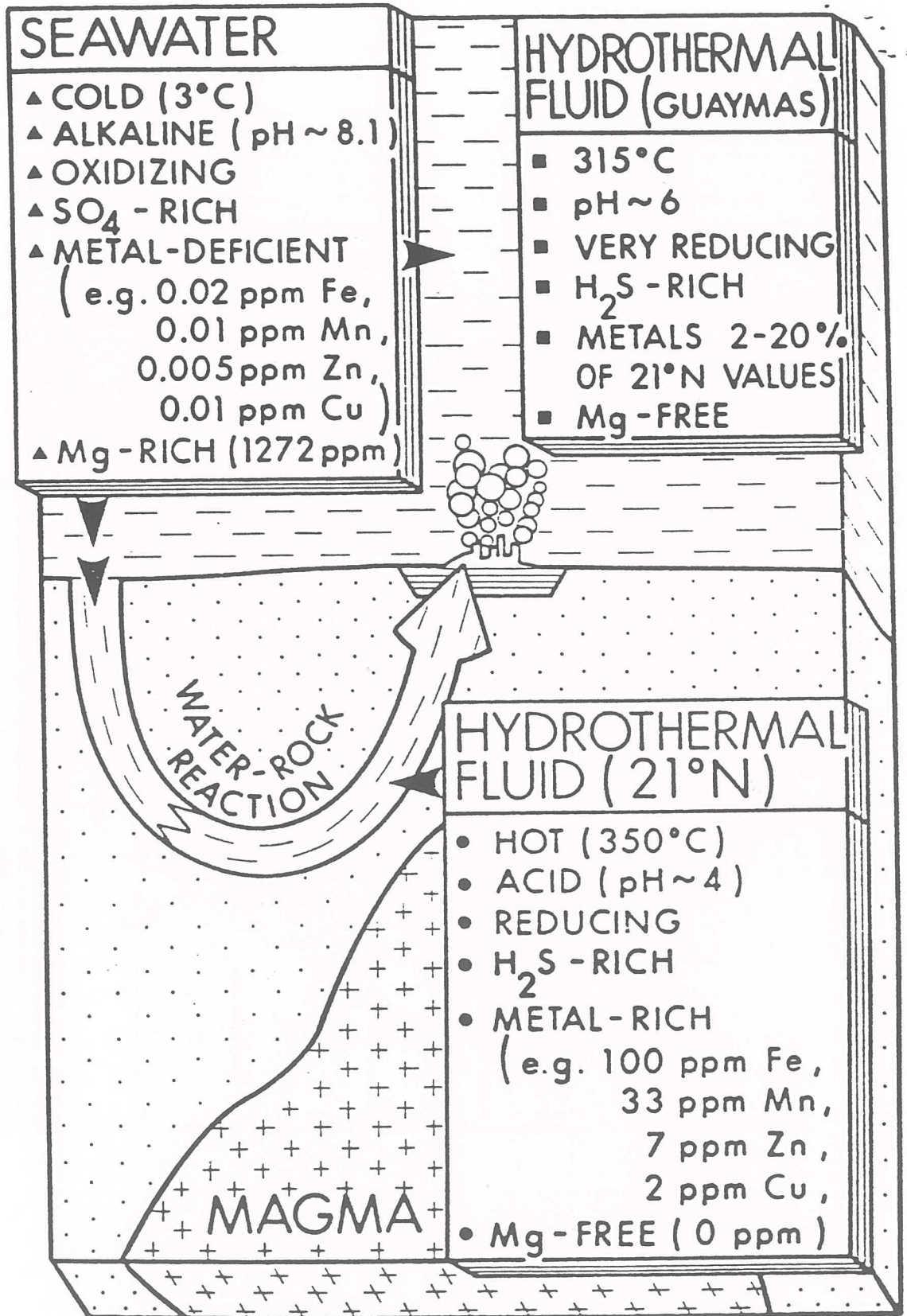


Fig.3. Hydrothermal circulation model for Guaymas Basin. Same as in Fig. 1 except that the upwelling hydrothermal fluid passes through 500 m of sediment (ruled) before reaching the seafloor. Data on the Guaymas fluids is from Edmond and von Damm.<sup>39</sup>

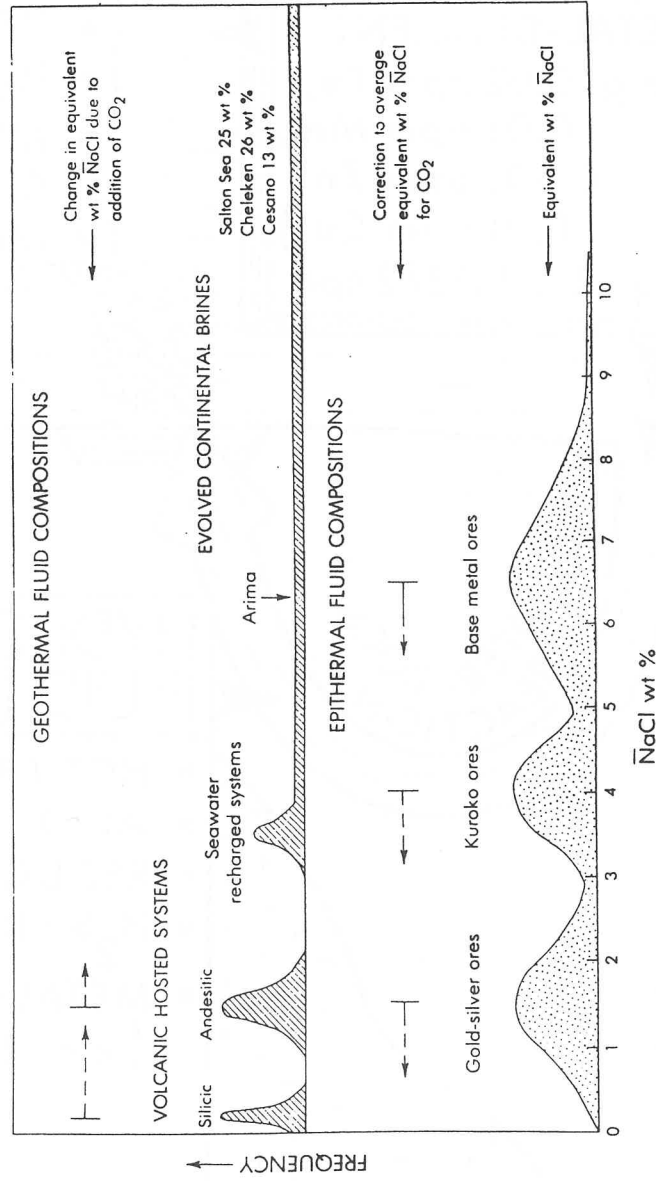


Figure 1.8. Distribution of fluid salinities in the earth's crust in relation to host-rock and crustal environment. A normal frequency distribution has been assumed for each fluid type in the absence of evidence for a continuity of compositions. For discussion, see text and Hedenquist and Henley, 1985b.

(HENLEY 1985'ten)

EPİTERMAL SİSTEMLERDE  
GÖZLENEN ALTERASYONLARLA  
İLGİLİ ŞEKİLLER

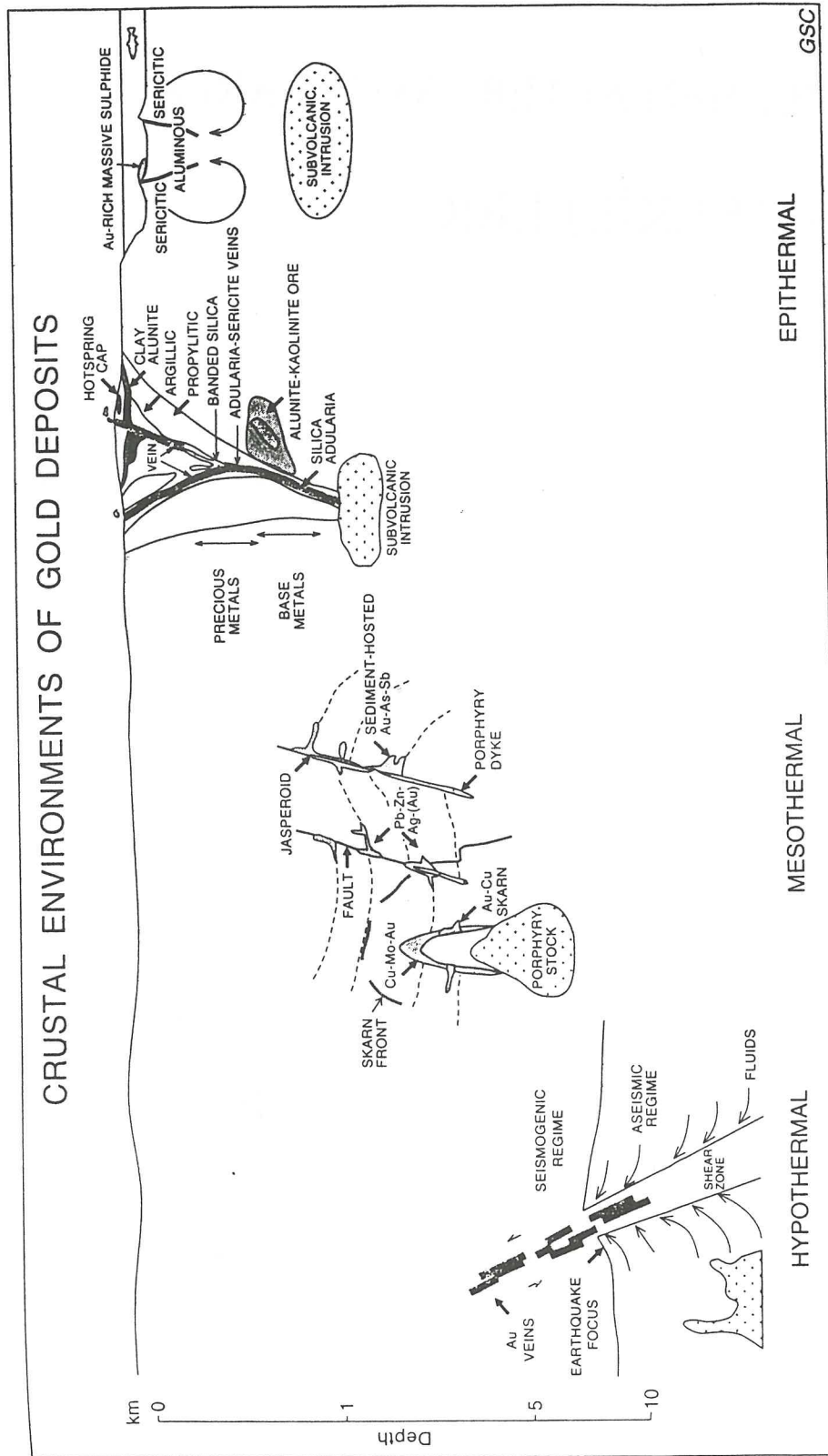


Figure 15-2. Schematic models of the crustal settings of gold deposits. For the deeper "hypothermal" environment a steep shear zone is illustrated to transect the boundary between seismoactive and aseismic

(POULSEN, 1995 'ten)

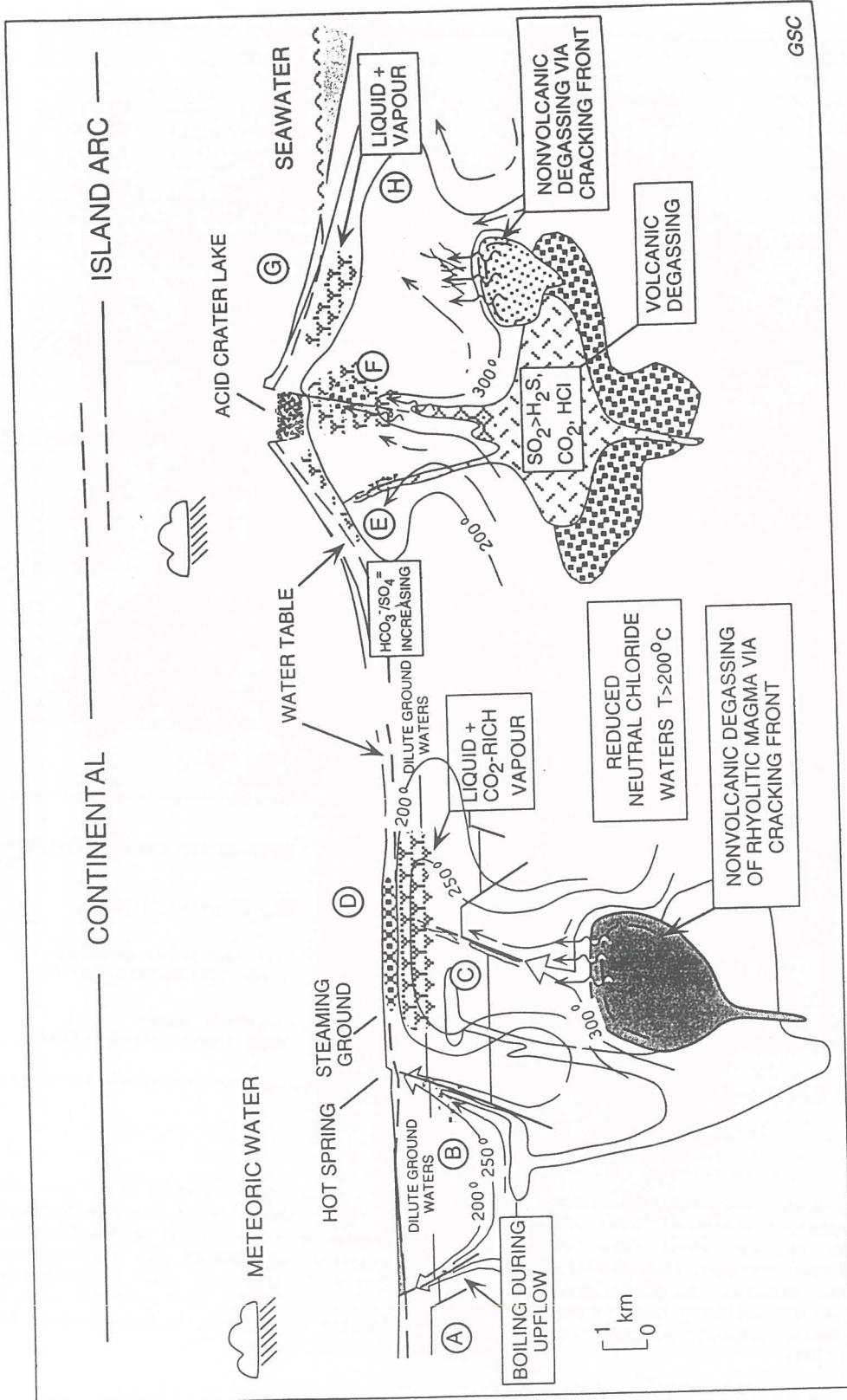


Figure 15.1-6. Schematic cross-section illustrating the general geological and hydrological settings of quartz-(kaolinite)-alunite and adularia-sericite deposits (includes concepts partially adapted from Henley and Ellis, 1983; Rye et al., 1992). Characteristics shown evolve with time; all features illustrated are not implied to be synchronous. Interpreted settings are indicated for several Canadian deposits discussed in the text; see also Table 15.1-1. Local environments and examples of adularia-sericite deposits include: (A) basin (POULSEN, 1995; ten)

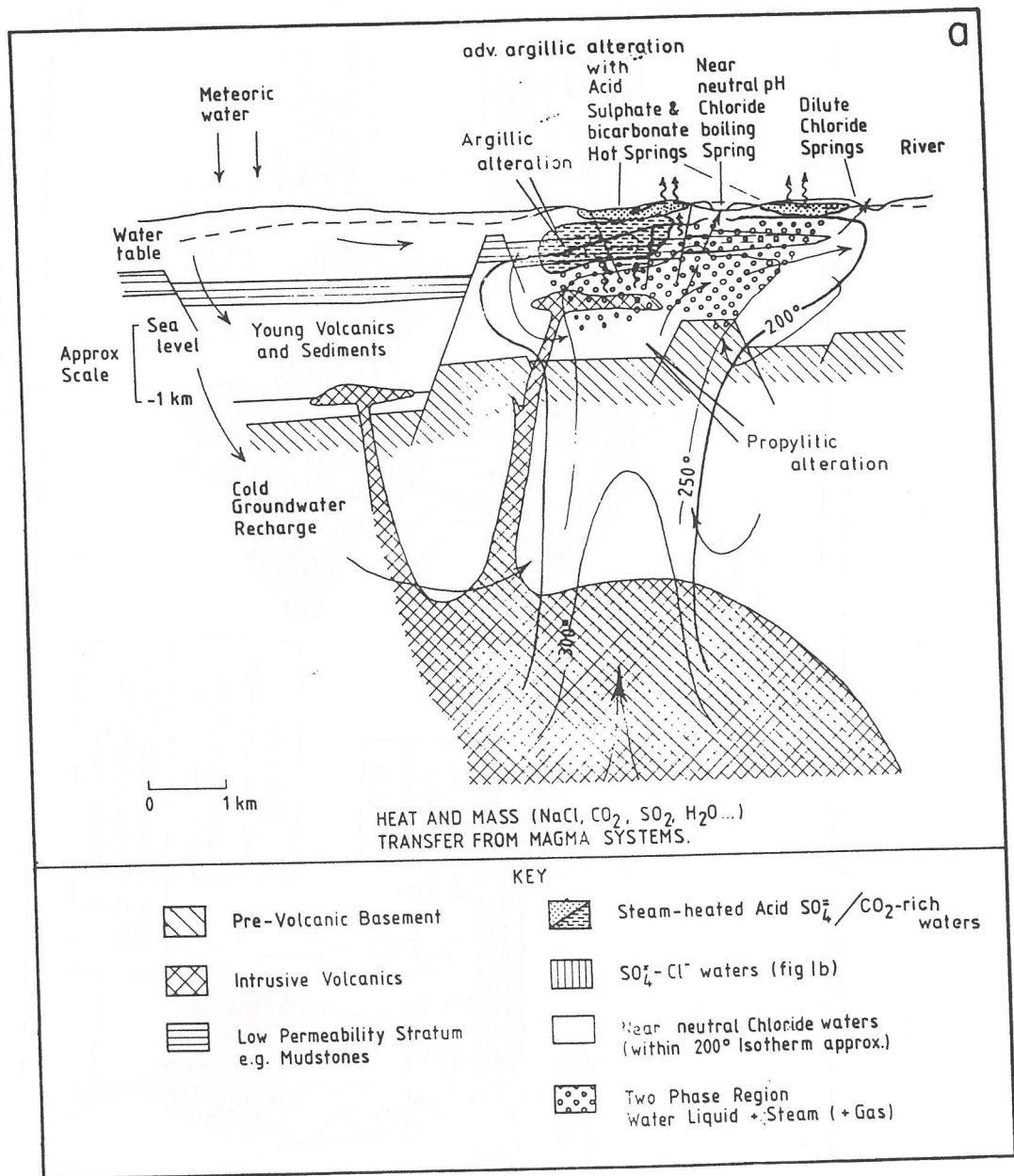


Figure 1.1a. Generalized structure of a typical geothermal system in silicic-volcanic terrane. Notice the overall size of the system relative to the size of the discharge features (i.e., hot springs, etc.). The temperature distribution shown is based on the Wairakei system where a west-to-east flow occurs in the upper portion of the system and boiling occurs above about 500 meters. In other systems such as those in Figure 1.2, more or less lateral flow may occur. Boiling may extend to much greater depths if CO<sub>2</sub> contents are high (see text), and higher temperatures may occur at shallower depths than shown in this figure, as at Mokai (Fig. 1.2d).

(HENLEY 1985 Ten)

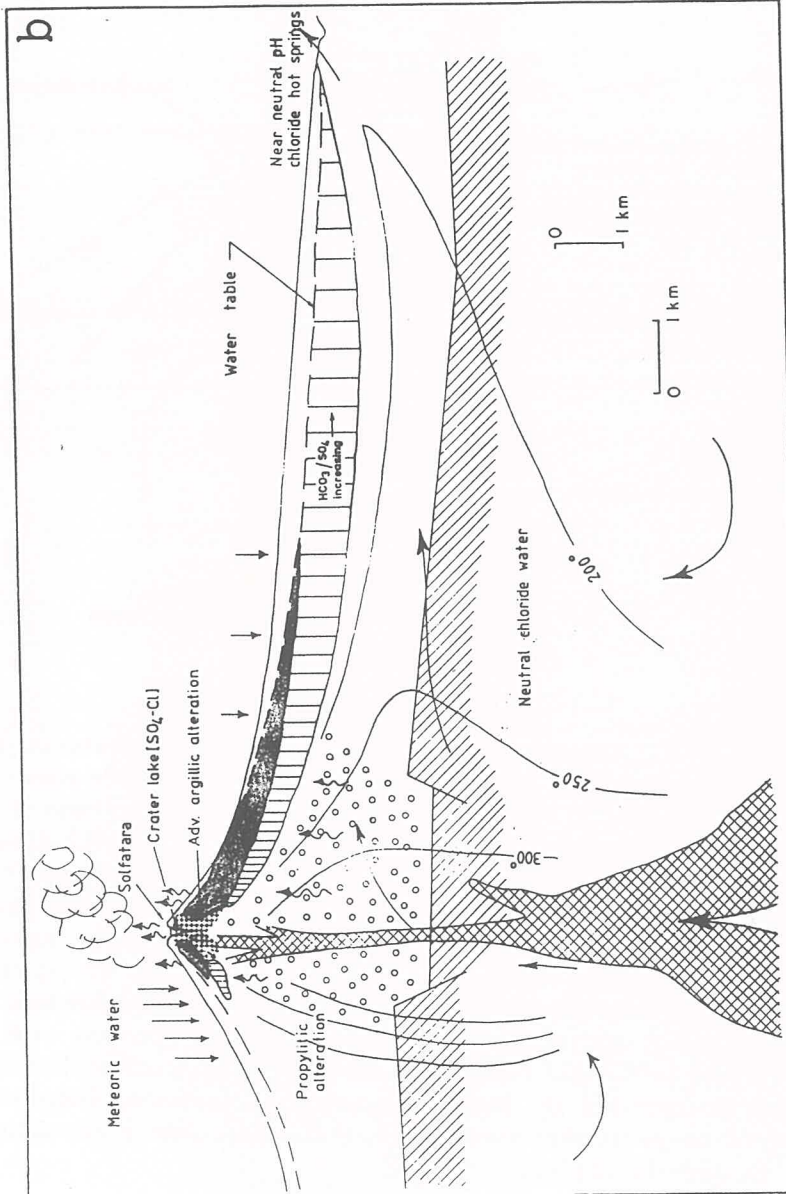


Figure 1.1b. Structure of a typical geothermal system in andesitic-volcanic terranes emphasizing (1) extensive lateral flow and (2) generation of a large advanced-argillic alteration zone in response to high-level volcanism.  
 (Modified and reproduced with permission from Henley and Ellis, 1983.)

(HENLEY 1985 'ten)

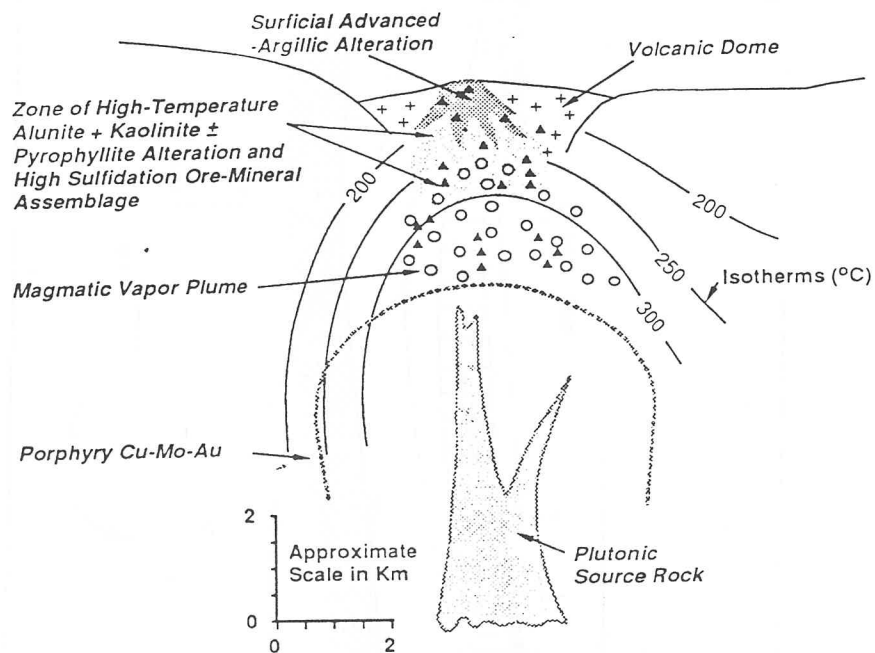


FIG. 6. Schema of the development of an alunite-kaolinite  $\pm$  pyrophyllite-type deposit. The advanced argillic zone (lighter stippled area) in the upper portion of an active volcano is due to condensation of acidic magmatic gas (denoted by small bubbles) and subsequent host-rock alteration. An enveloping ground-water convection system invades the brecciated, leached, and alunite-kaolinite-altered rock, depositing gold with a high sulfidation assemblage which generally includes enargite and covellite. Precipitation is caused by reaction of the convecting fluid with the earlier acid sulfate assemblage (or for Nansatsu-type deposits, by reaction with down-flowing acid steam-heated waters); the porphyry mineralization may be overprinted by lower temperature alteration. Porphyry-type gold-copper systems may develop at the same time in association with the underlying pluton.

(BERGER and HENLEY 1988'den)



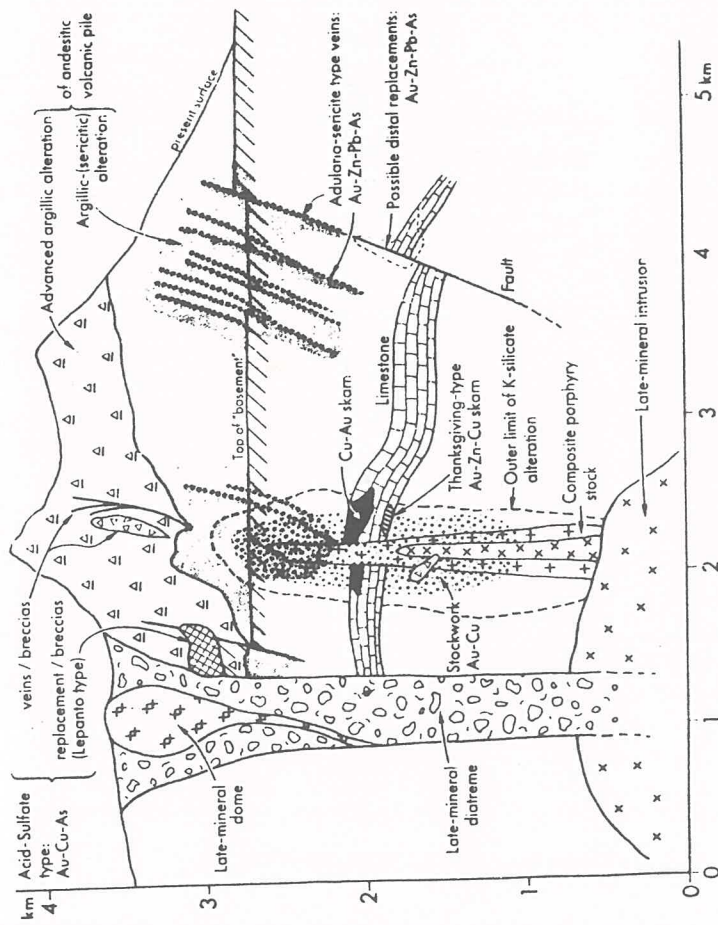


FIG. 6. Styles of gold mineralization in a typical western Pacific porphyry copper system, with particular emphasis on epithermal deposits. A single system does not necessarily contain all mineralization styles depicted.

(SILLITOE '1988 den)

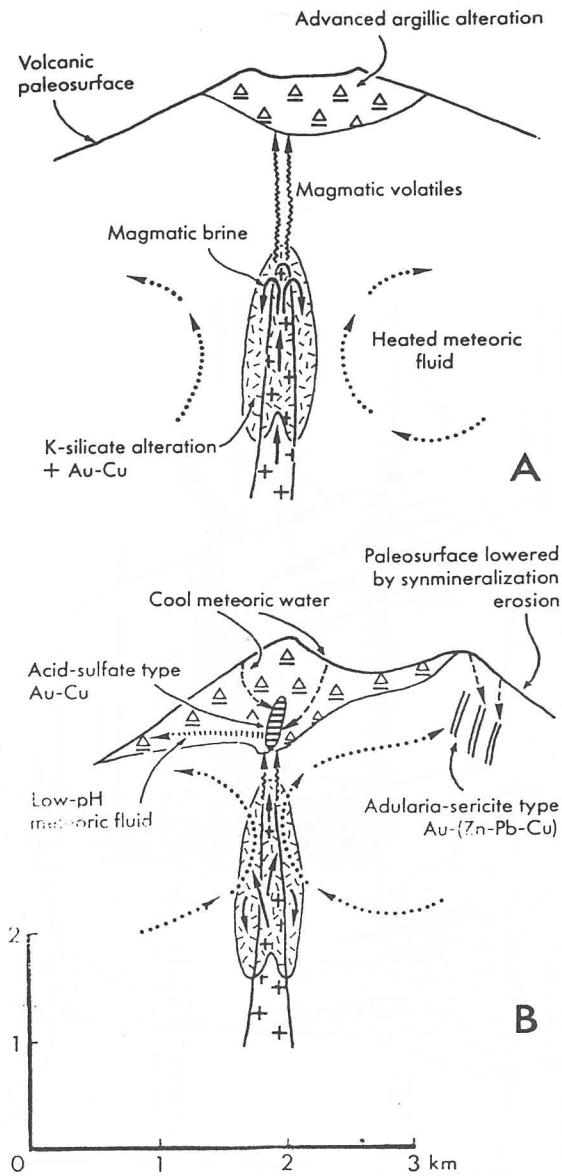


FIG. 9. Model for genesis of acid sulfate and adularia-sericite-type gold deposits in western Pacific porphyry systems: A, early stage dominated by magmatic hydrothermal fluids; B, late stage with "collapse" of meteoric system onto K silicate zone. Based on relationships detailed in Figure 6. Arrows represent inferred flowlines for different types of fluids.

(SILLITOE, 1988 'den)

### Schematic alteration cross-section, Northern Bodie Bluff

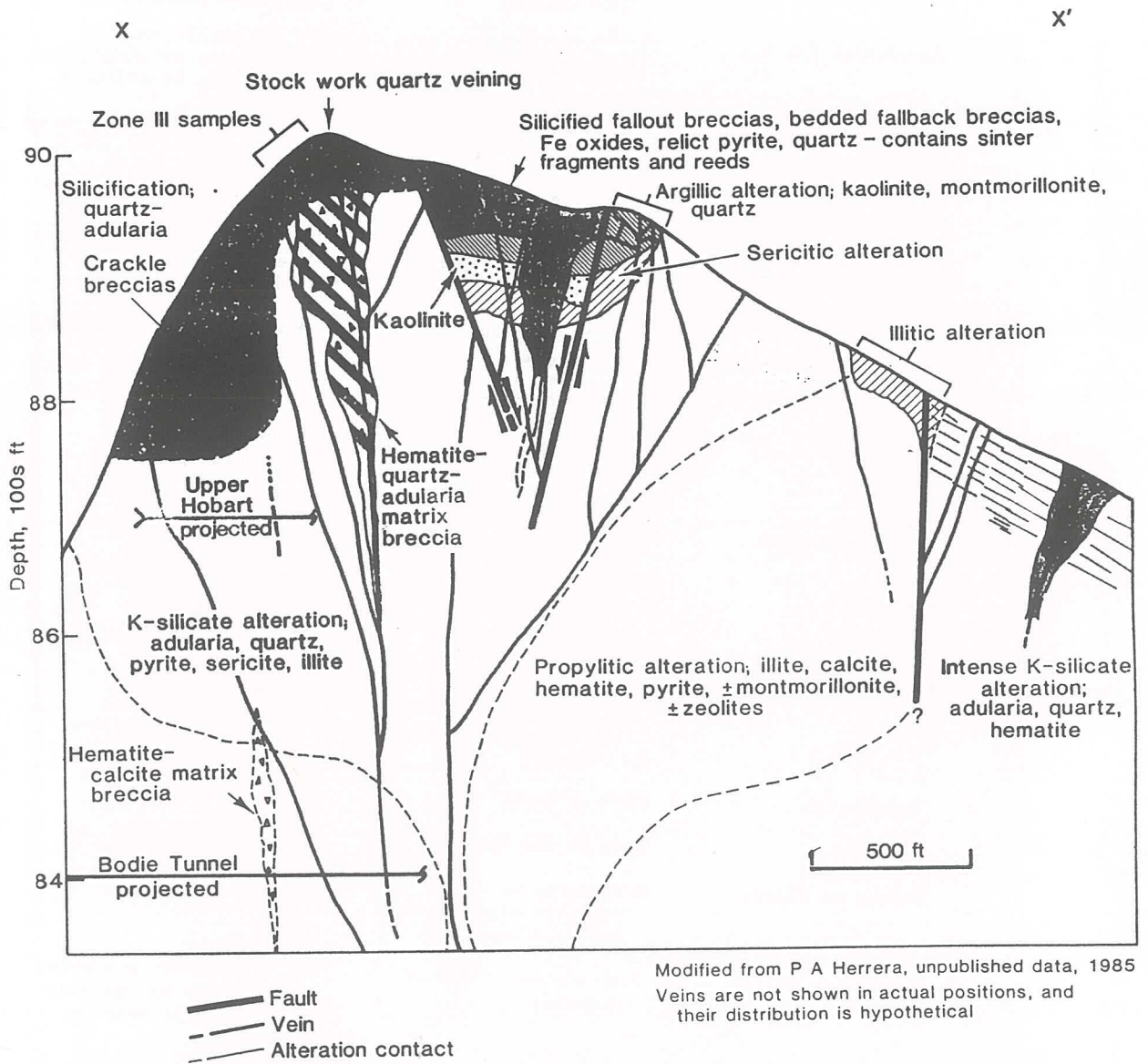


Figure 9.8. Schematic alteration cross section of the northern part of Bodie Bluff (section XX') showing alteration mineralogy and relationships between important structural and hydrothermal features. Samples from Zone III, the Upper Hobart Tunnel, and the Bodie Tunnel form the basis for the geochemical discussion in the text (modified from P. A. Herrera, USGS, unpublished data, 1985).

(SILBERMAN and BERGER 1985'4on)

Table 7.1--Characteristics of the adularia-sericite type and acid-sulfate type deposits (compiled from Heald et al., 1986).

	<u>Acid-Sulfate</u>	<u>Adularia-Sericite</u>
Structural setting	Intrusive centers, 4 out of the 5 studied related to the margins of calderas	Structurally complex volcanic environments, commonly in calderas
Size length:width ratio	relatively small equidimensional	variable; some very large usually 3:1 or greater
Host rocks	rhyodacite typical	silicic to intermediate volcanics
Timing of ore and host	similar ages of host and ore (<0.5 m.y.)	ages of host and ore distinct (>1 m.y.)
Mineralogy	enargite, pyrite, native gold, electrum, and base- metal sulfides Chlorite rare no selenides Mn-minerals rare sometimes bismuthinite	argentite, tetrahedrite, tennantite, native silver and gold, and base-metal sulfides chlorite common selenides present Mn gangue present no bismuthinite
Production data	Both gold- and silver- rich deposits noteworthy Cu production production	Both gold- and silver- rich deposits variable base-metal
<u>Alteration</u>	Advanced argillic to argillic ( $\pm$ - sericitic)  Extensive hypogene alunite Major hypogene kaolinite No adularia	Sericitic to argillic  supergene alunite occasional kaolinite Abundant adularia
Temperature	200° to 300°C <sup>2</sup>	200° to 300°C
Salinity	1 to 24 wt% NaCl eq. <sup>3</sup>	0 to 13 wt% NaCl eq.
Source of fluids	Dominantly meteoric, possibly significant magmatic component	Dominantly meteoric
Source of sulfide sulfur	Deep-seated, probably magmatic	Deep-seated, probably derived by leaching wallrocks deep in system
Source of lead	Volcanic rocks or magmatic fluids	Precambrian or Phanerozoic rocks under volcanics

<sup>1</sup>Could be secondary in some districts.

<sup>2</sup>Limited data, possibly unrelated to ore.

<sup>3</sup>Salinities of 5 to 24 wt% NaCl eq. are probably related to the intense acid-sulfate alteration which preceded ore deposition.

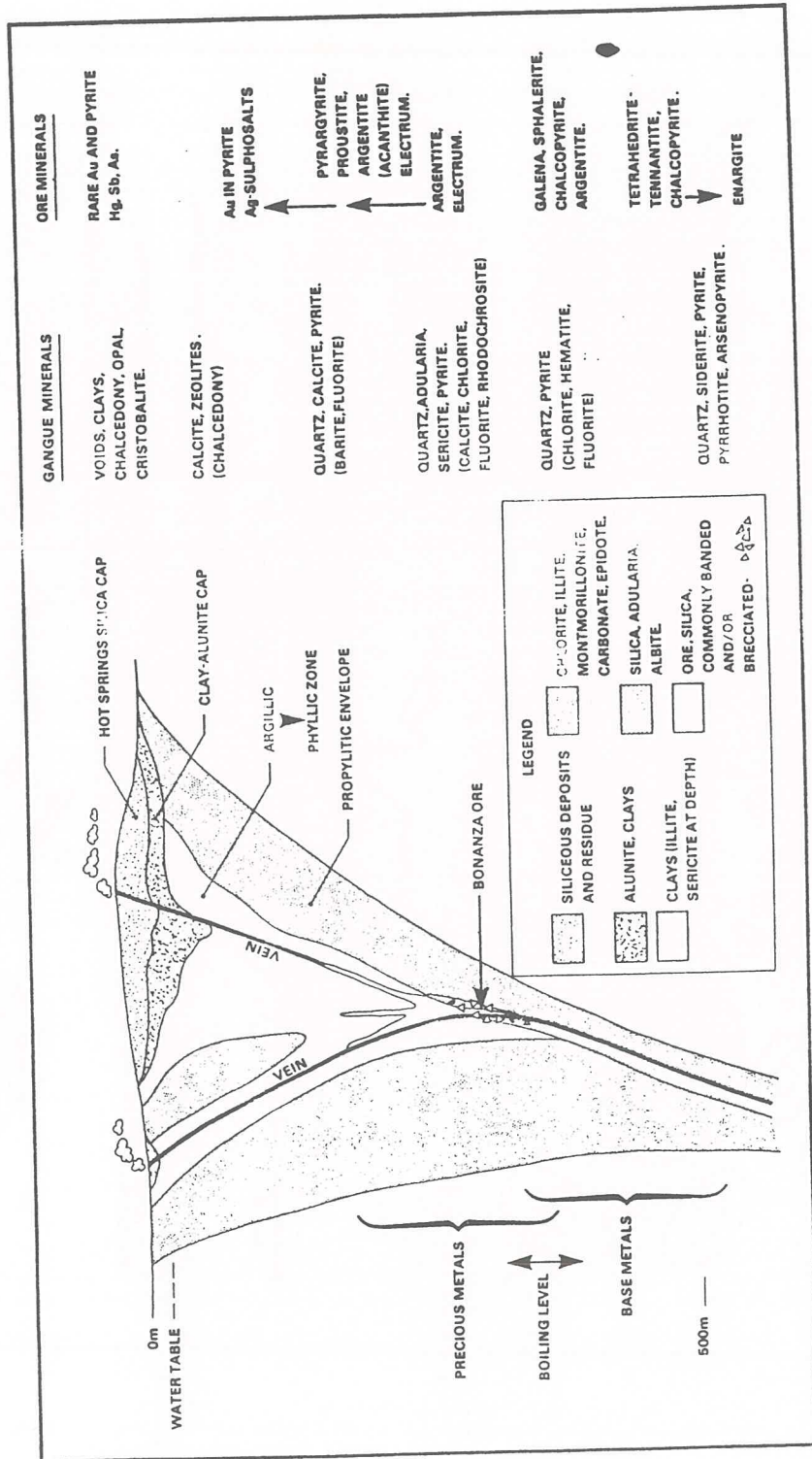


Figure 3 Idealized section of a bonanza epithermal deposit. (After Buchanan, 1981). Real systems are commonly more complex because this single-stage model is overprinted by several stages of mineralization related to migration of fluid boiling or degassing levels.

(PANTELEYEV '1988' dem)

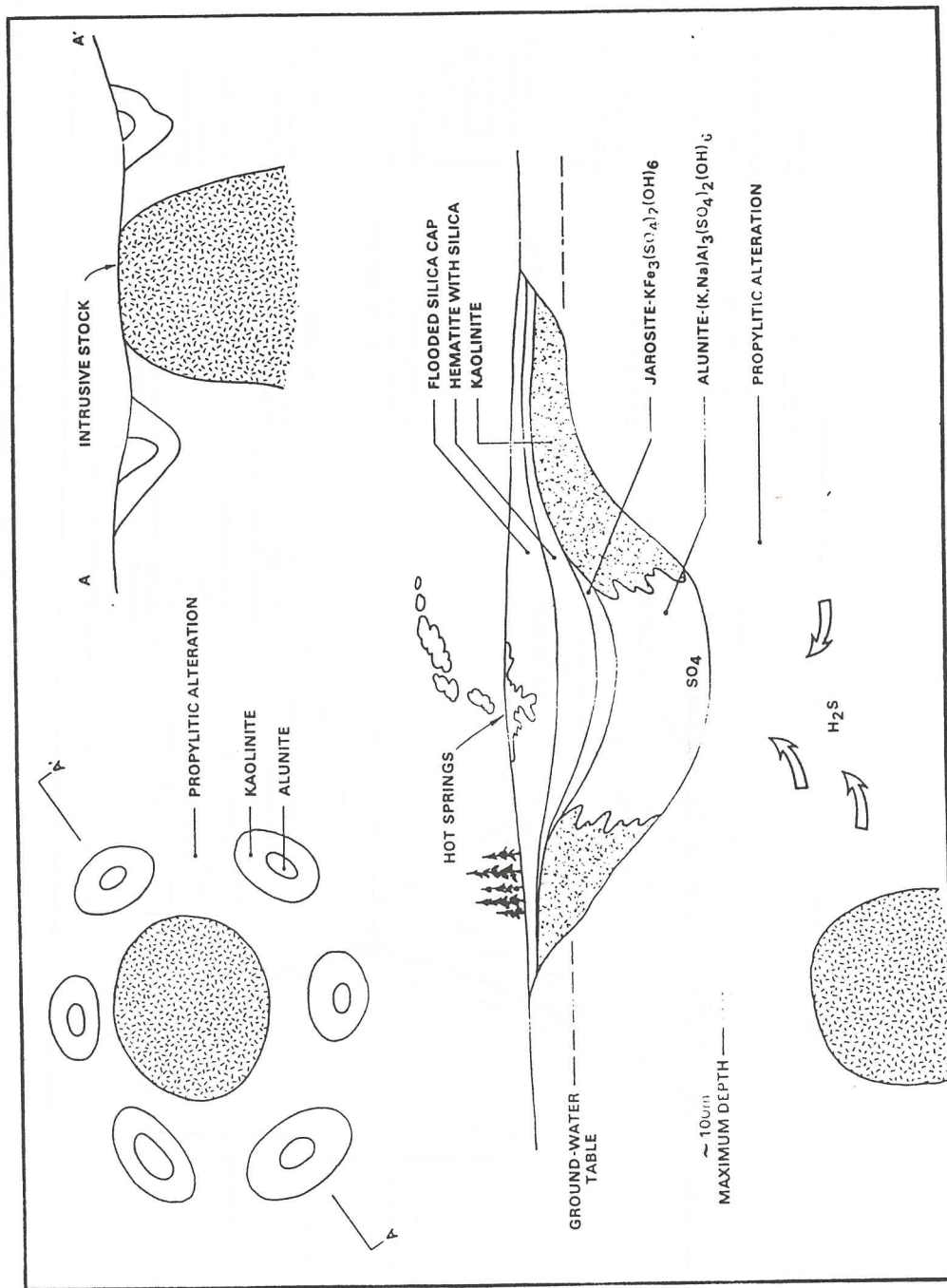


Figure 4 Diagrammatic representation of the argillic-alumite alteration model described by Cunningham et al. (1984). A central intrusive body is surrounded by hydrothermal convection cells that cause zoned areas of alteration to form. Distinct vertical and some lateral mineral zoning in individual alteration zones (lower part of figure) is related both to near surface boiling and oxidation of fluids at the ground-water table.

(PANTELEYEV 1988 'don)

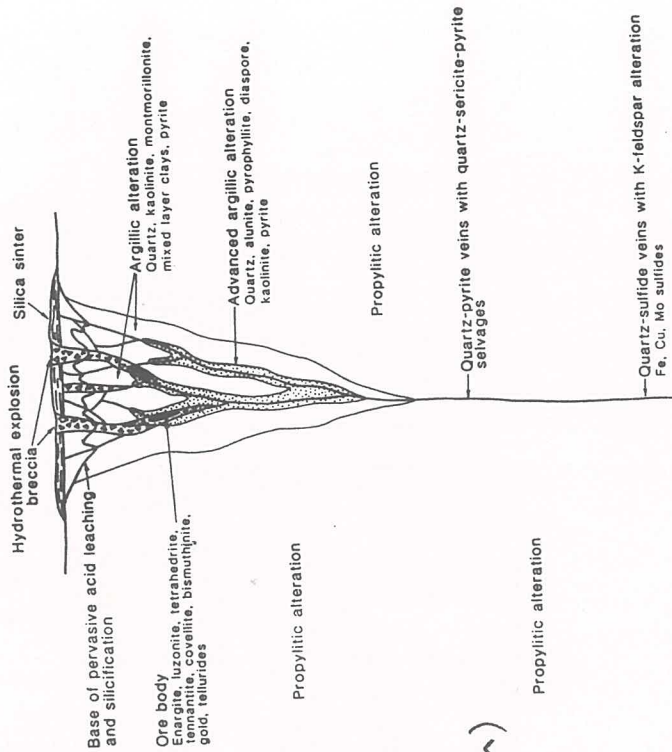


Figure 9.5. Schematic cross section of the quartz-alunite, or high-sulfur bonanza deposit, Bonanza-IB model, showing the alteration mineralogy and possible location of ore bodies, and other features from Ashley and Berger (1985, in press).

(SILBERMAN & BERGER 1985/ten)

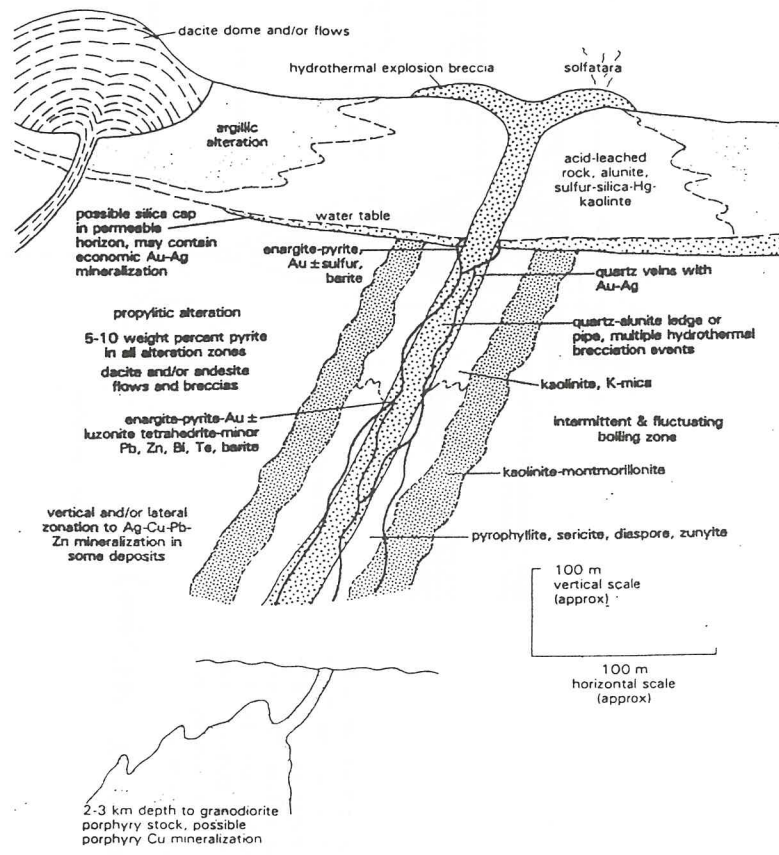


FIG. 14. Schematic cross section, epithermal enargite-precious metal or high sulfur-type deposits associated with granodiorite-dacite magmatism.

(BONHAM JR 1988' Jan)





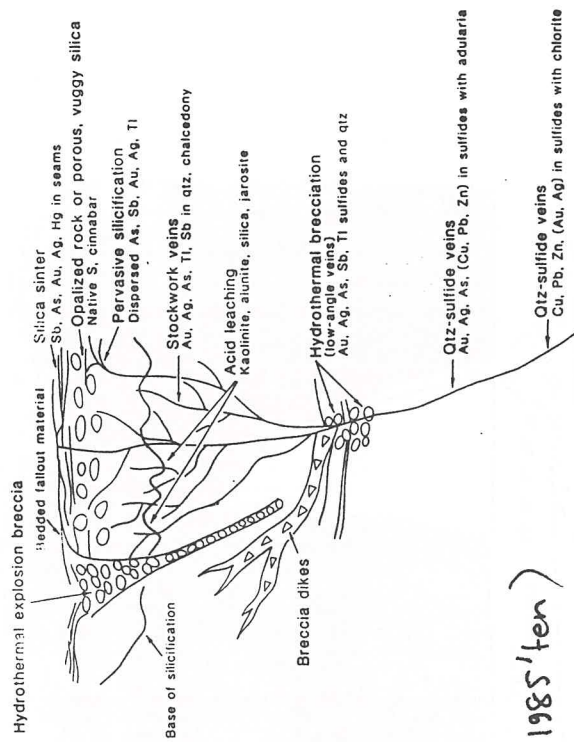


Figure 9.6. Schematic cross section of the quartz-adularia, or low-sulfur hot-springs deposit, or Hot Springs-IIA model showing alteration mineralogy, generalized geochemical associations, and other structural and mineralogical features, from Berger and Eimon (1983). The high-sulfur analog of this type of system has central advanced argillic + alunite assemblages, surrounded by argillic and propylitic halos, and is termed Hot-spring-IIB model in text.

(SILBERMAN & BERGER 1985'ten)

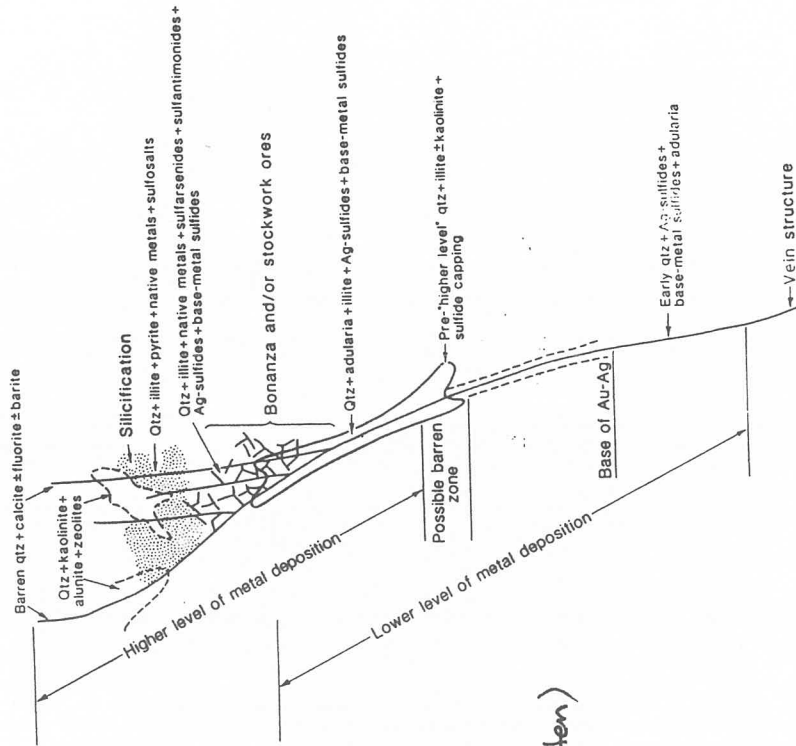


Figure 9.4. Schematic cross section of quartz-adularia or low sulfur bonanza deposit, Bonanza-IA model, showing alteration mineralogy and two zones of mineralization from the "closed cell convection" model of Berger and Eimon (1983).

(SILBERMAN & BERGER 1985'46)

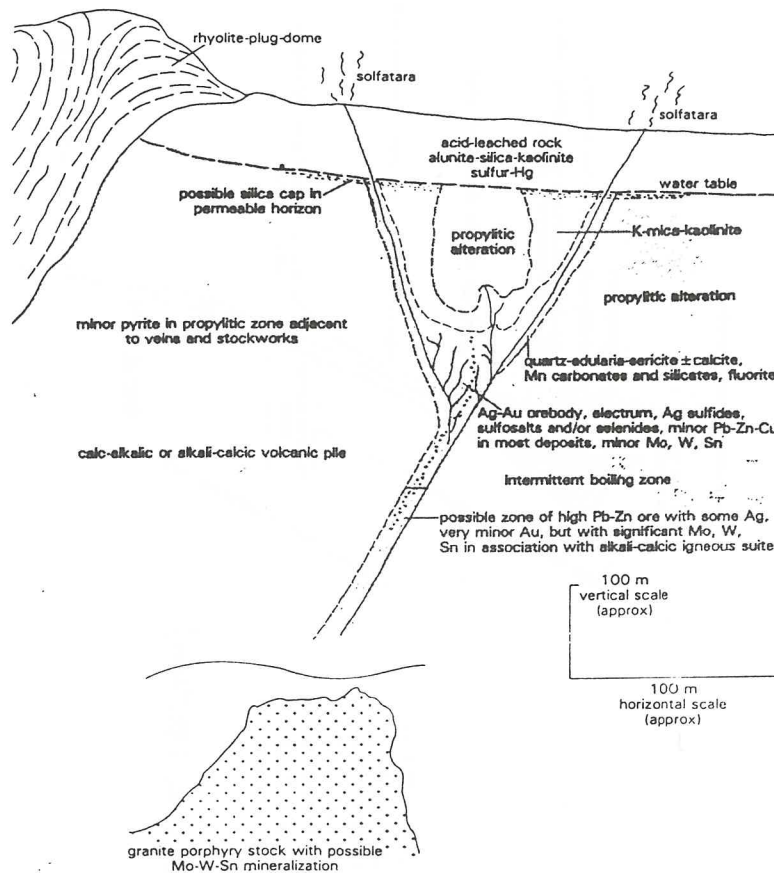


FIG. 10. Schematic cross section of epithermal precious metal mineralization related to granite-rhyolite magmatism. Modified in part from Randall (1979), Buchanan (1981), and Giles and Nelson (1982).

(BONHAM JR '1988' den)

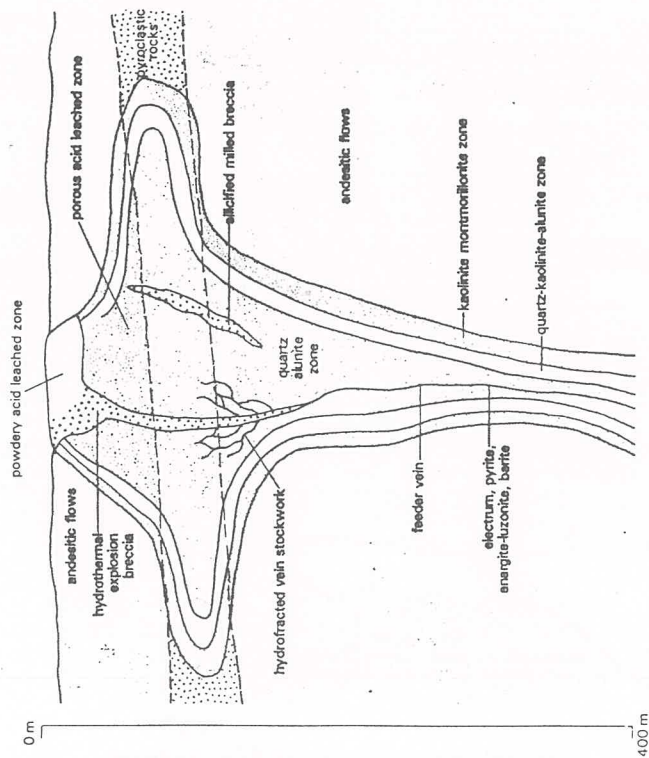


FIG. 12. Schematic model, Nansatsu-type hot spring gold deposit. Modified from Urashima et al. (1981).

(BONHAM JR 1988 'den)

T M O B  
 JEOLUJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
 JEOLUJİ KÜTÜPHANESİ

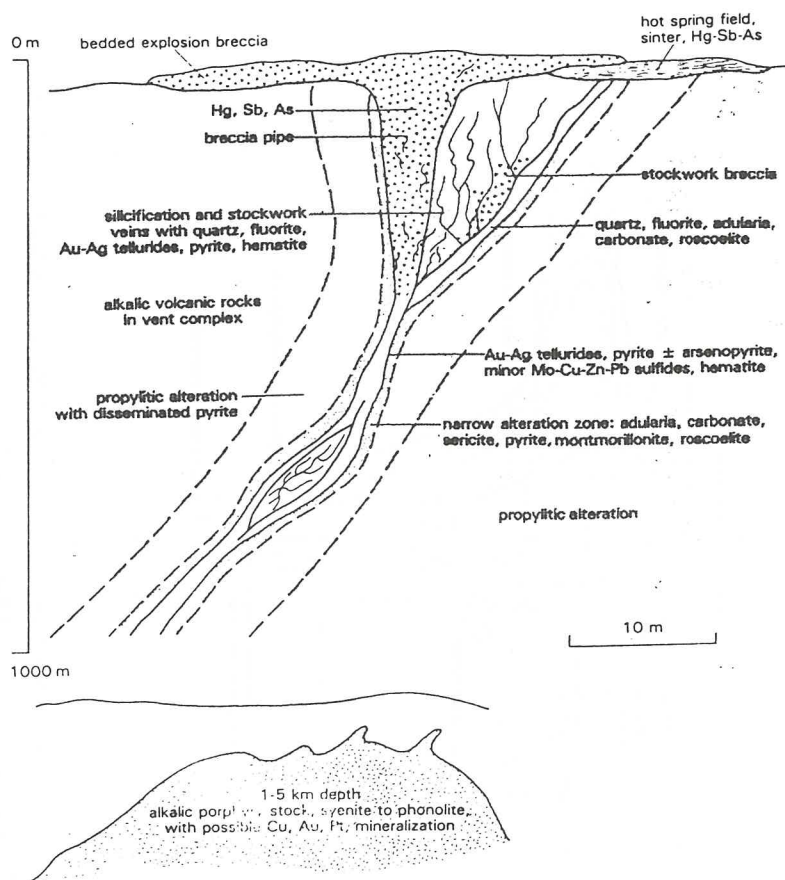


FIG. 15. Schematic model, alkalic Au-Ag deposit.

(BONHAM JR 1988'den)

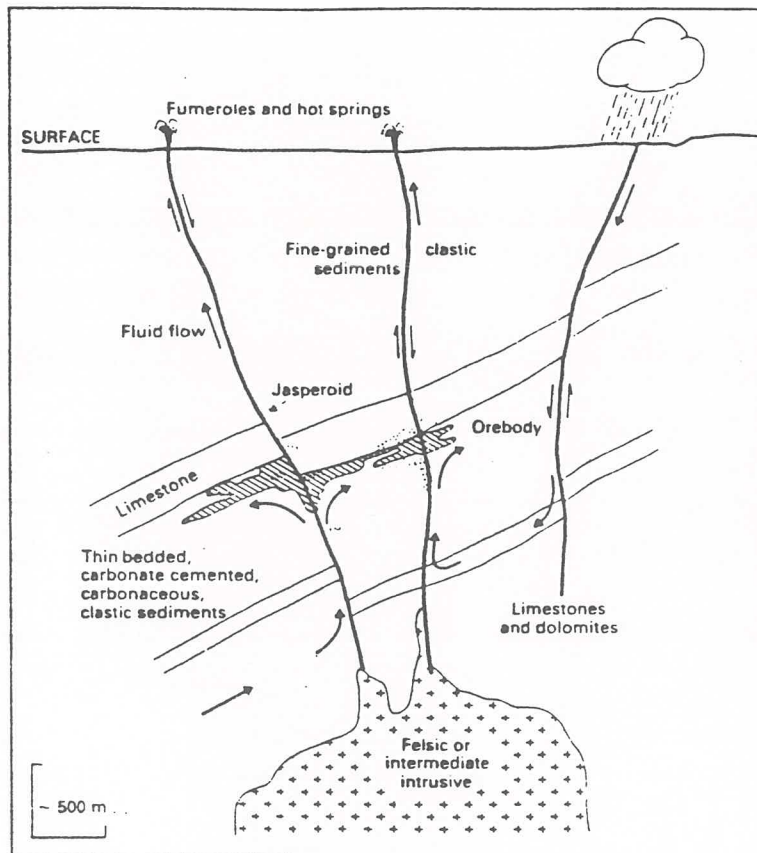


Fig. 16.11 Schema for the formation of Carlin-type deposits. (After Sawkins 1984.)  
 (EVANS 1993 'ten)

