

# 北海道, 勢多地域の温泉型金鉱床

八幡正弘<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

温泉水からシリカとともに金が沈殿することがある。また、同様のメカニズムで地質時代に形成された金鉱床は温泉型金鉱床と呼ばれ、近年ますます調査が盛んになっている。温泉型金鉱床の生成過程の研究の中で、とくに重要な点は地熱系と金鉱化作用の関係であるが、この点については、すでに松久(1987)により詳しく紹介されている。

ここでは、過去の地表付近での熱水活動の証拠を、現在我々は野外でどのように観察し、認識できるのか？ また、これらの証拠をもとにどのように熱水活動史を組み立てるのか？ これを北海道勢多地域で検討してみた。

なお、勢多鉱床の詳細については、八幡ほか(1992)、八幡・黒沢ほか(1994)および宮武ほか(1993)を参照されたい。

## 2. 勢多地域の地質概要

十勝平野北方の上士幌町勢多地域は、南北に伸長する紋別-上士幌地溝帯の南端部に位置する(第1図)。紋別-上士幌地溝帯は、12 Ma 頃に形成され、陸成の火山噴出物と湖沼性堆積物により埋積されており、南方で十勝盆地と接する。

十勝盆地は、南部では中新世の海成層が分布するが、北部では海成層は未発達である。鮮新世になると、十勝盆地全体におよぶ湖沼性～海性の盆地が形成された。ここで扱う勢多地域は、鮮新世に入り十勝盆地の湖岸線が一時的に北上した時期に、その湖岸域となった地域である。この時期に陸性の火山噴出物よりなるホロカピリベツ川層を、湖沼性堆積物よりなる足寄層が不整合におおった。この不整合の年代は約3 Ma である。湖岸では熱水活動が活発で

あったが、湖岸線の北上および南下の過程で熱水活動域も変化した。

一方、勢多地域には、セタ川東方の東部坑で確認されたいくつかの断層がある。主要な2本の断層は北北西-南南東走向を示し、西へ75°傾斜の正断層である。このうち、西側の断層は鉱化帯の形成に重要な関与をしたと考えられる。

## 3. 熱水活動を示す現象

地表付近の熱水活動に伴って形成された温泉型金鉱床の形成過程の解明は、陸上の火山活動・噴気活動、湖水中での堆積作用と熱水の拡散、さらに地下における熱水の上昇過程と拡散過程、そして、これらを規制する地質構造の解明など多くの要因を総合的に検討することから始まる。

ここでは熱水活動を示す4つの現象について説明する。

### 3.1 珪質堆積物

足寄層勢多砂岩泥岩層中には熱水活動を示す5つのタイプの珪質堆積物が認められる(第2図)。

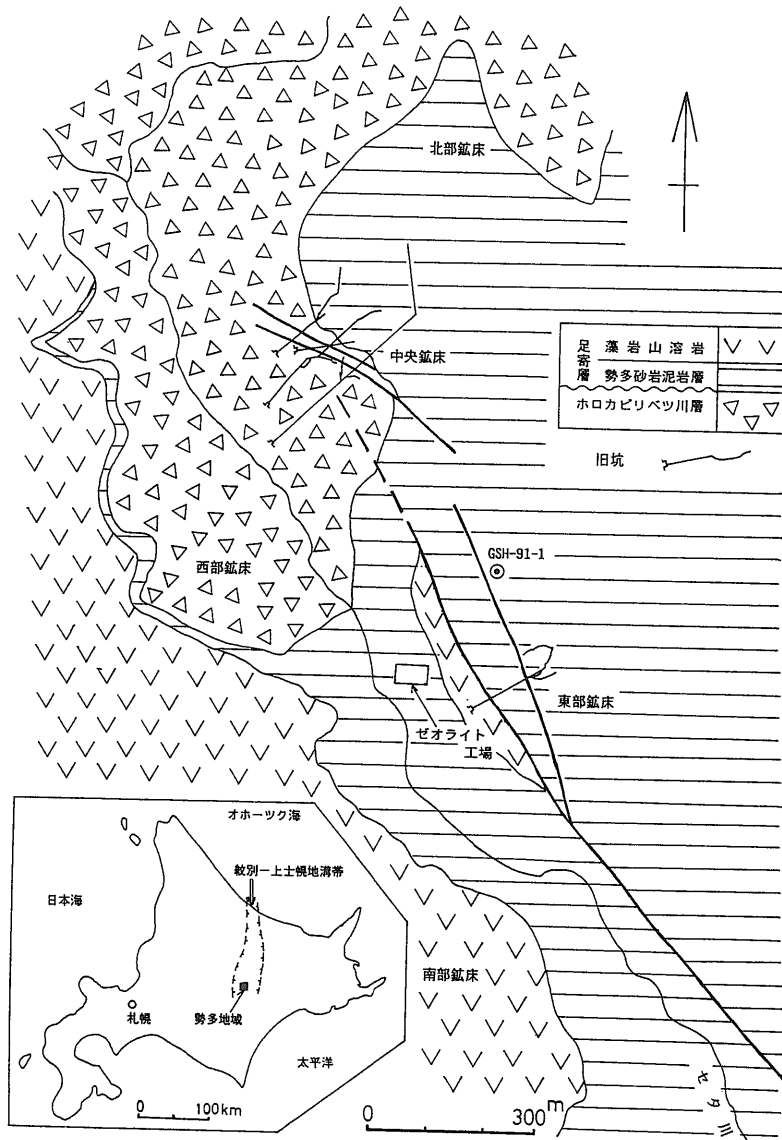
以下に、各タイプの特徴を述べる。

シリカシンター(Silica sinter; タイプS-I): 熱水が地上に流出し、温度低下に伴いシリカが沈殿してできた堆積物である。砂岩・泥岩中に介在される層厚20~200 cm の珪質堆積物である。

熱水の上昇あるいは水平方向への流動に伴うものと考えられる水平な空洞(写真1)、やこれに連続する垂直方向の円筒状の空洞(径8-12 cm; 写真2)が認められる。また、葉理の上面には繊条状の藻類の痕跡と考えられる組織(White et al., 1989)が認められるほか、葉理に直行するストロマトライトによると考えられる柱状の構造や植物の痕跡が観察される。基底部は下位の泥岩や砂岩と明瞭な境で接し、

1) 北海道立地下資源調査所:  
〒060 札幌市北区北19条西12丁目

キーワード: 温泉型金鉱床, シリカシンター, 熱水性爆発角礫岩, 勢多, カオリン鉱床, 湖沼性堆積物



第1図 勢多地域の地質図  
八幡ほか(1992)に一部加筆

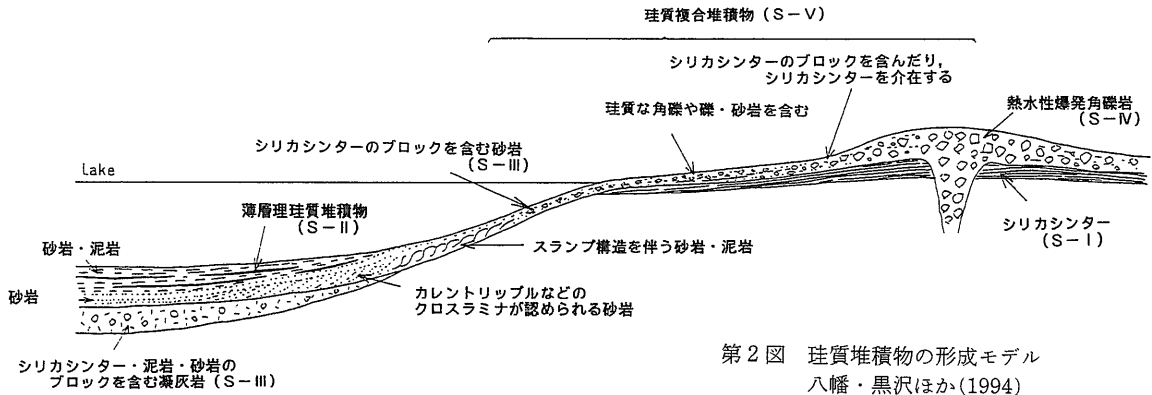
まれに下位層の偽礫を含むことがある。上部では葉理や弱いスランプ状の構造が認められ、わずかに水流の影響を受けた痕跡が認められる。

以上のことから、シリカセンターは陸域、一部浅い水域で形成したと考えられる。このシリカセンターは最大のもので東西150 m、南北200 mの広がりがある。

**薄層理珪質堆積物**(Thin bedded siliceous deposit ; タイプ S-II) : 熱水が湖水中に流入し、急激な温度低下によりできた堆積物である。平行葉理や斜交葉

理を伴う泥岩や細粒砂岩中に介在される層厚数 cm 以下の珪質堆積物である(写真3)。基底部は下位層と明瞭な境界で接し、内部には弱い葉理が認められ、葉理に沿って不透明鉱物が配列していること、さらに、上面の形は全般に不規則な面で時々フレーム構造(粘土層等の細粒堆積物の上面にできる炎のような堆積構造)が認められることから、この堆積物は熱水から沈澱したシリカに富んだゲル状物質が湖底に堆積したものと考えられる。

**珪質ブロック**(Siliceous block ; タイプ S-III) : 上



第2図 珪質堆積物の形成モデル  
八幡・黒沢ほか(1994)

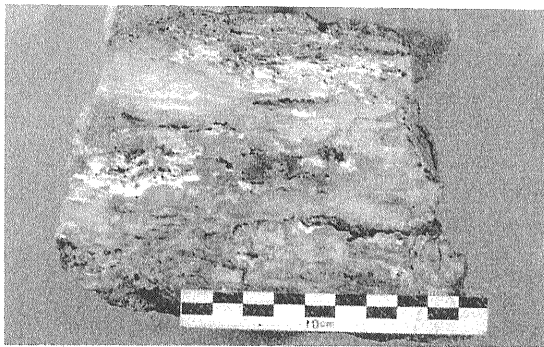


写真1 シリカシンターの断面。水平な葉理と葉理に平行な空隙が見られる。

記の珪質堆積物や珪化岩のブロックがより上位の地層中に見られることがある。すなわち、勢多砂岩泥岩層下部の厚層の砂岩や軽石凝灰岩中には、シリカシンター様の径2~30 cmの珪質角礫や珪質な砂岩・泥岩の角礫が含まれる。この珪質角礫は、火山噴火や熱水性の爆発により、いったんできたシリカシンターや湖底堆積物が破壊され、砂岩や凝灰岩中に取り込まれたものと考えられる。

熱水性爆発角礫岩(Hydrothermal explosion breccias; タイプS-IV)：熱水活動が最も活発だったことを示す証拠のひとつである。東部鉦床付近では、砂岩・泥岩を切るパイプ状の角礫岩が産する(写真4)。境界は80°~90°の傾斜で、やや不規則である。角礫岩は主に径2~20 cmの珪化した砂岩や泥岩の角礫よりなり、シリカシンター起源とみられる角礫も少量含まれる。礫の間は空洞であることが多く、この空洞中には後の熱水作用に伴う石英が晶出している。露頭では幅3 m程度しか認められないが、周囲の堆積物の乱れは約50 mの範囲に及んでいる。

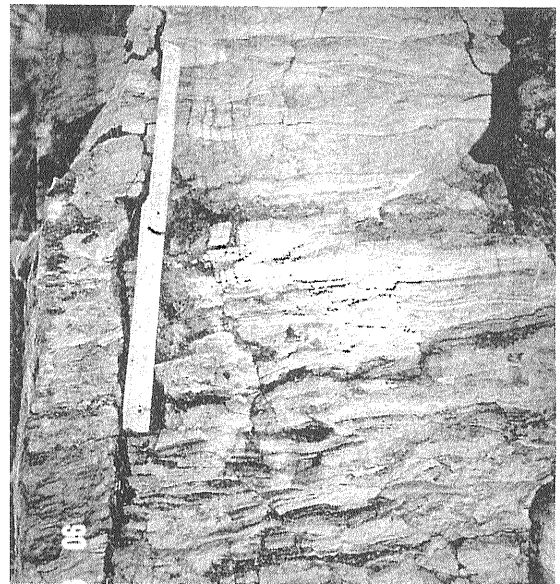


写真2 薄層理珪質堆積物を介在する湖沼性堆積物。平行葉理と斜交葉理の他、小断層が見られる。

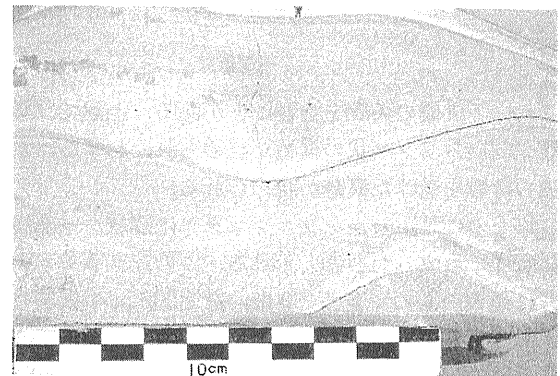


写真3 薄層理珪質堆積物を介在する湖沼性堆積物。斜交葉理(カレントリップル)の断面。



写真4 湖沼性堆積物(左)と石英脈(左上のやや水平な部分)を切る熱水性爆発角礫岩(右)。

また、砂岩中の石英脈が角礫パイプに切られている関係も認められる。

類似の角礫岩は中央鉱床付近でも見られる。角礫は下位層のホロカピリベツ川層の珪化岩などからなり、一部の角礫中には石英脈が認められる。角礫岩の上位には砂岩や植物化石を産する泥岩が重なっている。

**珪質複合堆積物(Siliceous complex deposit ; タイプS-V) :** 熱水の爆発や流出が水中で連続的に進行し、シリカの沈殿が未固結の粗粒堆積物中で行なわれた場合に形成する。東部鉱床付近に認められ、石英からなる径5-30 cmの円～亜角礫や砂岩ブロックの間を充填した不規則な形状の石英よりなり、シリカセンターなどを伴う。礫の量に比し礫間を充填した石英の量が多い。砂質ブロックの産状は軟らかな状態で引きちぎられたことを示し、かなり浅い水域、一部陸域での連続的な熱水活動で形成したものと考えられる。また、内部に同心円状の縞状構造を有する珪質堆積物が認められることは、未固結堆積物中に熱水が連続的に供給され、急冷によりシリカの沈殿が生じたものと考えられる。

### 3.2 粘土層

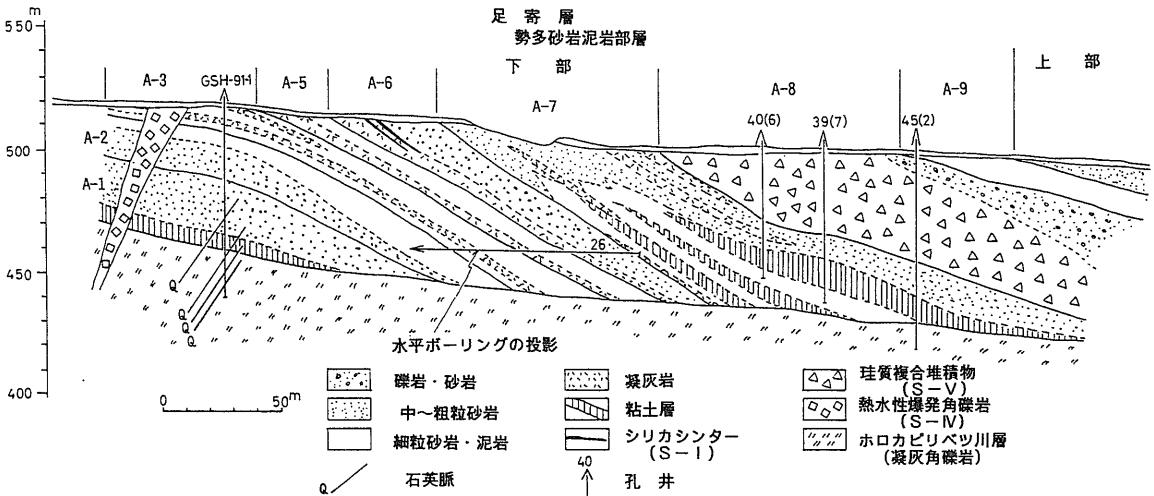
粘土質な地層は、堆積後に熱水変質作用を受けたと解釈されることが多い。しかし、付近の後背地で熱水活動が進行し粘土質岩が形成されると、そこから粘土粒子が周辺の湖沼や後背湿地に供給されることもあるだろう。ここではこのように解釈された粘土層について述べる。

勢多砂岩泥岩層下部にはいくつかの地点でまとまった粘土層が認められる(第3図)。この粘土層の成因を解析するための唯一の露頭がセタ川にある。第4図にその露頭のスケッチを示した。この露頭では上流側にホロカピリベツ川層の凝灰角礫岩を原岩とする珪化岩が分布する。この珪化岩は氷長石を含み、その左端で黄褐色の粘土化部を伴い、断層関係で左側の粘土層と接する。粘土層の下半部は白～灰青色粘土と黄鉄鉱・白鉄鉱を含む珪質泥岩の細互層よりなる。ひとつの堆積ユニットは層厚1~6 cmで、上方に向かって次第に泥質になり、最上部では黄鉄鉱・白鉄鉱が濃集している。各ユニット毎の境界面はシャープである。上半部はスランブ構造を有する粘土層で、これらの中に黄鉄鉱の集合よりなる円礫や珪質泥岩のブロックが多く取り込まれている。これらの粘土層の薄片観察の結果、粘土層中には1~3 mmの粒子が不規則に含有される。粒子は粘土化した凝灰岩片や黄鉄鉱などであり、葉理などの堆積構造に沿って配列している。鉱物組成はカオリン鉱物・スメクタイト・石英・カリ長石(氷長石)・黄鉄鉱で、各単層毎にこれらの量比は異なる。通常の熱水系では非平衡なカリ長石とカオリン鉱物の共存を説明するには、後背地の石英-氷長石帯から氷長石が、また、酸性変質帯からカオリン鉱物が別々にもたらされたと考える方が理解しやすい。これらの粘土粒子が後背地から供給される要因としては、湯沼の熱水上昇量の増加や雨などによる河川水量の急増が考えられる。とくに、各ユニットの上方粗粒化はこれを示している。

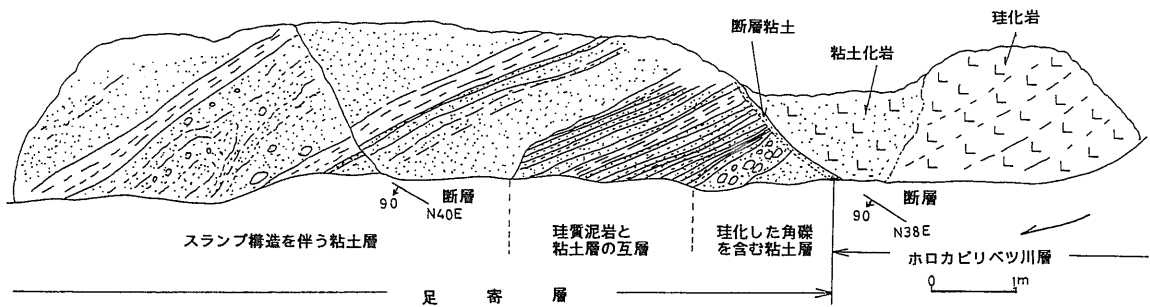
### 3.3 変質帯

ホロカピリベツ川層の変質帯は珪化帯・カオリン帯・カオリン-スメクタイト帯・スメクタイト帯・ゼオライト帯(モルデン沸石・斜プロホル沸石)よりなる。中央鉱床の大成坑では坑口より230 mに珪化帯が分布し、これを取り囲みカオリン帯とカオリン-スメクタイト帯が認められる。前述の中央鉱床の熱水性爆発角礫岩はこの珪化帯の直上に分布している。これらの珪化帯は溶脱型で、黄鉄鉱・白鉄鉱のほか一部に明礬石を伴う。

これに対し、足寄層の変質帯は、珪化変質帯を主とし、一部にカオリン-スメクタイト帯およびスメクタイト帯が認められる。珪化岩は溶脱型が主で、一部に付加型を伴う。砂岩や含礫砂岩中では一部に



第3図 東部鉱床付近の地質断面図  
八幡・黒沢ほか(1994)



第4図 セタ川右岸の堆積性粘土層の露頭スケッチ  
八幡・黒沢ほか(1994)

石英の水平脈が認められ、その周辺が硬質になっている。変質鉱物は石英・氷長石・黄鉄鉱のほか、カオリン鉱物やスメクタイトを伴うことがある。

また、湖沼堆積物が未固結の段階で珪化したと解釈される珪化岩がある。これは薄層理珪質堆積物が多い場合に認められ、シリカに富んだゲル状物質が湖底や間隙水中に拡散し、堆積物の基質を充填したことによる。なお、この場合も後からの溶脱が認められることが多い。

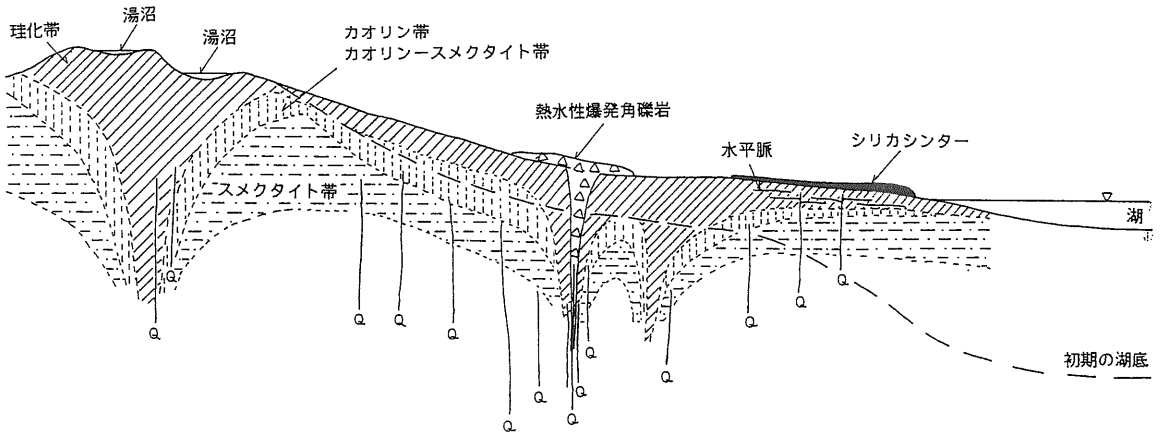
さらに、足寄層の藻岩山溶岩の一部は、粘土化変質が著しく、スメクタイトを主とする粘土化岩に変質している。

### 3.4 石英脈

熱水からの直接の生成物である石英脈は東部鉱床付近と南部鉱床付近の勢多砂岩泥岩部層中に認められる。主な石英脈の走向は北北西-南南東で、東に

50~90°傾斜し、脈幅は一般に10~20 cmである。玉ずい質石英を主とし、黄鉄鉱が少量含まれ、脈際では母岩の砂岩・泥岩とやや不規則な面で接していることが多く、母岩が比較的軟かい状態の時に形成したと考えられる。

また、地下の探鉱の結果、多数の石英脈が確認された(八幡ほか, 1992; 宮武ほか, 1993; 通商産業省資源エネルギー庁, 1994)。中でも重要なのは東部鉱床から中央鉱床にかけて確認された2条の平行な石英脈帯である。今後の探鉱によりその実態が明らかになると思うが、ここでは東側の石英脈帯を主要鉱化帯①と、西側の石英脈帯を主要鉱化帯②と呼ぶことにする。主要鉱化帯①は黄鉄鉱・白鉄鉱を伴う石英脈が主で、脈の周辺には明礬石を産し、その北方延長部は中央鉱床の珪化帯・カオリン帯に一致する。



第5図 勢多鉱床の変質帯と熱水活動域の分布

これに対し，西側の主要鉱化帯②は石英-水長石脈を主とし，東側に比し金品位が高い．広域調査の5MAHB-2孔ではコア長12.0 m(脈幅もこれに近似)で平均金品位9.4 g/t，銀品位126.4 g/tであった(通商産業省資源エネルギー庁，1994)．

#### 4. 湖岸付近の熱水活動の変遷

以上の熱水活動を示す現象と層位関係や堆積相の特徴などをもとに，勢多鉱床の変質帯と熱水活動域の分布をまとめると，第5図のようになる．鉱化帯の形成過程を考える上で，図中の湖岸線の位置は重要な意味を持っているので，以下に湖岸線の移動と熱水活動との関係について述べる．

##### 4.1 湖岸線がまだ南にあった時(第6図-A)

ホロカピリベツ川層は，後期中新世から鮮新世前期の陸域での火山活動により形成された安山岩溶岩・火山角礫岩や石英安山岩質軽石凝灰岩からなる．軽石凝灰岩の多くはゼオライト化し，モルデン沸石や斜ブテロール沸石が生成している．これを切って酸性変質帯が形成された．中心部から珪化帯→カオリン帯→カオリン-ス멕タイト帯→ス멕タイト帯である．珪化帯の中には硫酸酸性変質を示す明礬石を伴う．この時期に地表部で熱水性爆発があったかどうかは明らかでない．しかし，湖岸線①はまだ南にあり，上記の熱水変質帯は地表に露出していたと考えられる．

##### 4.2 湖岸線の北上(第6図-B)

鮮新世の中頃になると，南方の十勝盆地の湖岸線

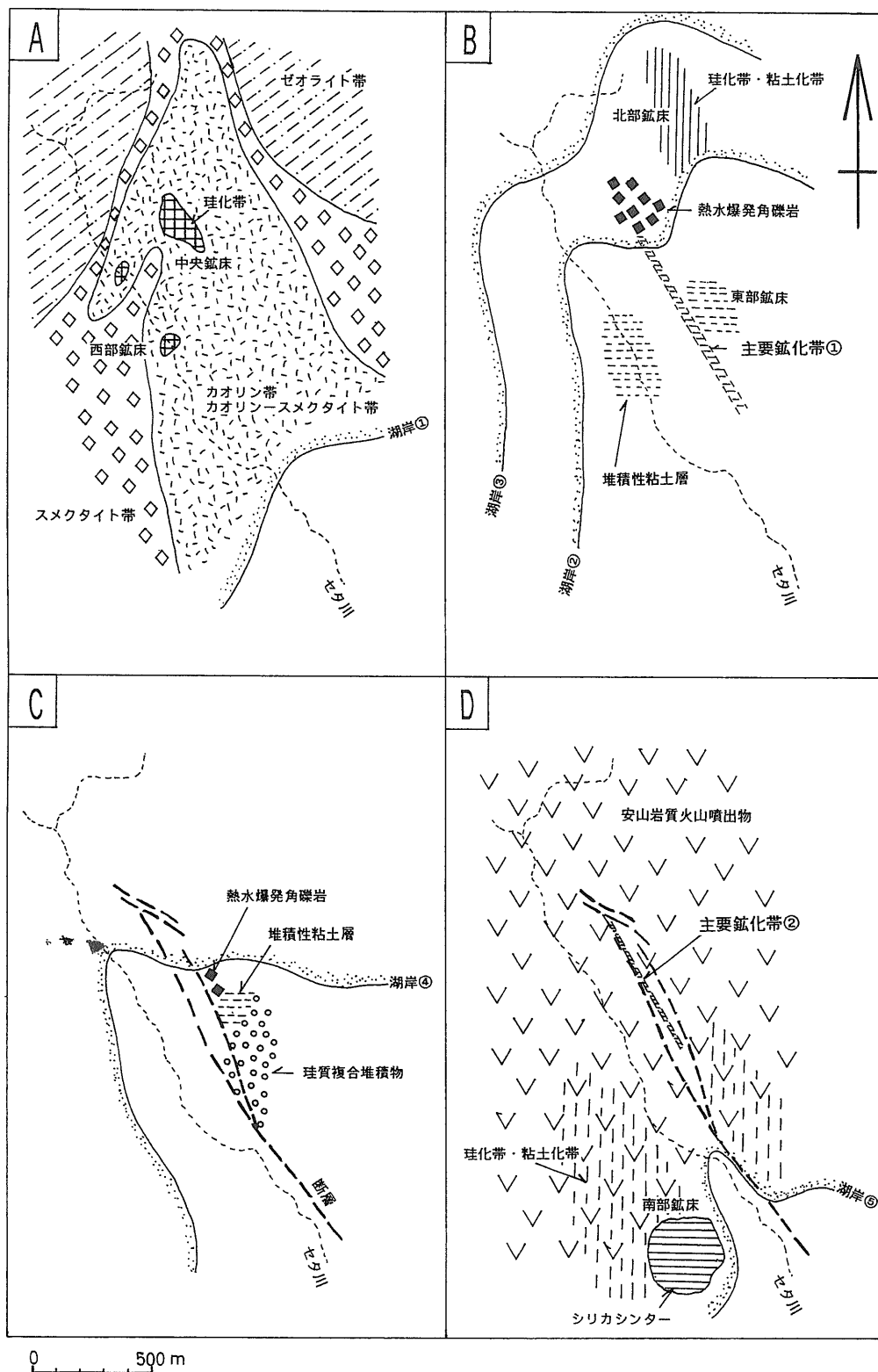
が北上し，前述の熱水活動域に達した(湖岸線②)．この時点で足寄層の堆積が開始した．堆積物は砂岩やシルト岩が多く，基底部では上方粗粒化し，その上位には上方細粒化ユニットが繰り返し重なり，細粒相中には斜交葉理(カレントリップルやウェーブリップル)や平行葉理が発達する．また，堆積ユニット単位でスランプ構造がみとめられることがある．

ところで，この堆積作用の期間中，熱水活動を示す現象がいくつかある．ひとつは，湖岸線②の北側に分布する熱水性爆発角礫岩である．熱水活動の活発化に伴い地下での熱水圧が高まると，爆発し地表付近の帽岩を噴き飛ばし，その場所や周辺に角礫を飛散させる．この熱水性爆発角礫岩が前のステージの珪化帯の直上で広く分布する．角礫岩のほとんどは下位の珪化岩よりなり，中には石英脈を伴うこともある．2つめは，前述の堆積性粘土層が湖沼性堆積物中や基底部に介在されることである．これらの粘土層は，陸域での“地獄”のような粘土化変質帯から運搬された粘土粒子が，湖岸からそれほど遠くない湖底で堆積したと考えられる．

なお，この後，熱水性爆発角礫岩は湖沼性堆積物により覆われていることから，湖岸線はさらに北上したと判断される(湖岸線③)．さらに，この時期に熱水の上昇をもたらしたNNW-SSE方向の弱線が，より明瞭になり，主要鉱化帯①の形成を開始した．

##### 4.3 湖岸線の南下(第6図-C)

湖沼性堆積物は次第に上方粗粒化し，熱水性爆発



第 6 図 勢多地域における湖岸線の移動と熱水活動域との関係

角礫岩やシリカシンターの分布からも，湖岸線が南下していることを示している(湖岸線④)．とくに，この時期に浅い湖底で熱水活動が連続的に行なわれ，珪質複合堆積物を形成した．

ところで，前のステージで形成した主要鉱化帯①を利用して，上記の熱水活動域が拡大したと考えられるが，このステージに鉱化帯に沿った2本の断層が形成された．

#### 4.4 陸域化と火山活動(第6図-D)

2 m の層厚を示すシリカシンターは南部鉱床付近に分布し，その広がりには南北200 m におよぶ．陸上で形成したシリカシンターの分布は，湖岸の南下を示す(湖岸線⑤)．

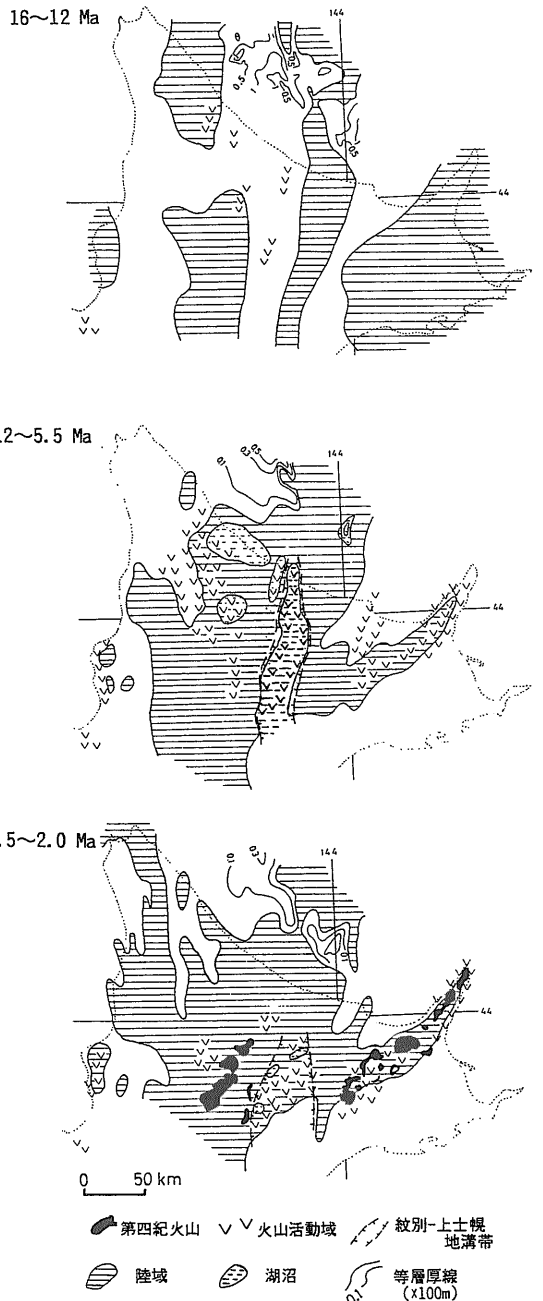
一方，このステージになると，セタ川上流で安山岩の噴火があり，その噴出物は南部鉱床付近まで達している．その年代は1.8 Ma である．地表付近の熱水活動は終息にむかったが，主要鉱化帯②の水長石の K-Ar 年代が1.6 Ma である(通商産業省資源エネルギー庁，1994) ように，地下では熱水活動が引き続き，主要鉱化帯②の形成と安山岩質火山噴出物のスメクタイト化が行なわれたと見られる．

なお，勢多地域全体でみると，南部鉱床と西部鉱床，東部鉱床と中央鉱床，そして，北部鉱床がそれぞれ湖岸線に斜交する NNW-SSE 方向に伸長し，全体として雁行配列をしている．このことが上記の湖岸線の移動や熱水活動域の変化と関係していると考えられるが，今後の課題としたい．

### 5. 地溝帯の形成と金鉱化作用

さて，北海道には金鉱床が多く分布する．その形成過程において，火山活動が重要な役割を演じていることは疑いない．第7図に北海道における中期中新世以降の古地理図を示した．勢多鉱床を含む東部北海道の多くの金鉱床は，紋別-上士幌地溝帯やその周辺に認められる．金鉱化作用の広域的な変遷を検討する場合，この地溝帯の形成過程を考慮する必要がある．

北海道では日高山脈の上昇により周辺の堆積盆地の発達や火山活動のスタイルが規制されている．日高帯北部の上昇が顕著になった16 Ma の頃には，紋別から十勝にかけては N-S 性の海成堆積盆地ができた．しかし，12 Ma の頃の広域的上昇により，



第7図 北海道における中期中新世以降の古地理図

日高山脈から紋別・十勝北部は陸化し，火山活動が広域的に始った．この時，南北系の紋別-上士幌地溝帯ができた．鮮新世には地溝帯は十勝北部地域ではわずかにその形態を残したが，同時に知床火山列方向の火山活動が始った．勢多鉱床は地溝帯南端部の鮮新世火山活動が活発であった地域に位置する．





一方、地溝帯やその周辺の水鉱化帯は、第8図に示したように、地溝帯縁辺部やその外側、あるいは地溝帯内の小規模な盆地の縁や地壘上の隆起部に分布する。水鉱化帯のいくつかは地表で形成された温泉型金鉱床である(八幡・久保田ほか, 1994)。各々の水鉱化作用が各盆地のどのような位置にあったか、あるいは湖岸線との関係や火山体との位置関係などを明らかにするには、さらに詳しい調査を要する。また、水鉱化作用の年代は13(-14)Maから0.3Maで、北で古く南で新しい(八幡・久保田ほか, 1994)。このことは火山活動域が北から南へと移動していることと調和的である(八幡・西戸, 1990)。

このように北海道東部地域では、地溝帯という地温勾配が高く火山活動が激しい地質区で、活発な噴気・熱水活動が進行し、広範な水鉱化作用をもたらした。しかし、これらの水鉱化作用の実態の解明には、多くの残された課題がある。

## 6. おわりに

温泉型金鉱床は、野外の観察から成因についていろいろなことがわかる鉱床のひとつである。層位学や堆積相の検討は重要な検討手法である。とくに勢多のように新しい時代の鉱床では、放射年代の測定により形成時代はわかるが、個々の現象の前後関係については測定値の誤差範囲に入る例が多く判断が難しい。この場合、野外の産状にもとづく判断の方が重要になる。

現在、ボーリングにより探鉱が進められるとともに、変質作用や鉱石鉱物の検討、あるいは同位体組成の検討も行なわれている。これらの成果を期待したい。

謝辞：勢多鉱床の研究にあたっては、北海道立地下資源調査所の共同研究者、金属鉱業事業団の「広域調査北海道北部B」および「構造解析総合調査委員会」の各委員の方々に多くの点を教えていただいた。また、北海道大学の石原舜三教授には本論を執筆する機会を与えて頂いた。ここに記して感謝の意を表します。

## 文 献

- 松久幸敬(1987)：温泉型金鉱床と地熱系。地質ニュース, no.390, 20-43.
- 宮武修一・西川信康・山本邦仁・中村研治(1993)：東部北海道上士幌町勢多地区の水鉱床探査。資源地質, 43, 117-127.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1994)：平成5年度広域地質構造調査報告書「北海道北部B地域」, 442 p.
- White, N. C., Wood, D. G. and Lee, M. C. (1989)：Epithermal sinters of Paleozoic age in north Queensland, Australia. *Geology*, 17, 718-722.
- 八幡正弘・黒沢邦彦・大津直・高橋徹哉・戸間替修一・川森博史(1992)：東部北海道上士幌町勢多地域の温泉型金鉱床(その1；概要)。地下資源調査所報告, No. 63, 33-55.
- 八幡正弘・黒沢邦彦・高橋徹哉・大津直・戸間替修一・川森博史・毛利元躬(1994)：温泉型金鉱床形成期の熱水変質作用と堆積作用—北海道勢多鉱山を例にして—。資源地質, 44, 1-16.
- 八幡正弘・久保田喜裕・山本邦仁(1994)：紋別—上士幌地溝帯内の各水鉱化帯の特徴と形成年代=水鉱化作用のイメージづくり—。平成5年度広域地質構造調査報告書「構造解析総合調査」, 2-16, 通商産業省。
- 八幡正弘・西戸裕嗣(1990)：東部北海道“北見グリーンタフ地域”の新第三系とその特徴。春日井昭教授退官記念論文集, 47-60.

---

YAHATA Masahiro(1994); Hot spring gold deposit in the Seta area, Hokkaido, Japan.

---

〈受付：1994年4月25日〉