

日立変成帯中のタルク鉱床

平野英雄* 藤貫 正**

HIRANO, Hideo and FUJINUKI, Tadashi (1985) Talc deposits in the Hitachi metamorphic terrain, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 36(3), p. 137-153.

Abstract: Typical two talc ore deposits, the Asahinata and the Hase mines, in the Hitachi metamorphic terrain, were studied petrographically and found following zonations from the center to the margin of the orebodies.

Talc-dominant zone/carbonate-talc zone/talc-carbonate zone/talcose serpentinite/serpentinite.

The talc-carbonate zone is the majority of both ore deposits and it is mainly composed of magnesite and talc with a little amounts of dolomite, chlorite and magnetite. Their mode of occurrence and chemical data show the talc ore deposits have essentially been formed by reaction between ultramafic rocks and external carbon dioxide without relative increasing silica.

Original rocks of the talc ore deposits are composed of antigorite (the Asahinata mine) and talc+regenerated olivine (the Hase mine), whose assemblages correspond to the metamorphic grade of the surrounding regional metamorphic rocks, respectively. The mineral assemblages of the both ore deposits however, are essentially same in each other and are not corresponding to the metamorphic grade of the surrounding metamorphics. This fact indicates that the talc ore deposits have been formed after the regional metamorphism of the middle Cretaceous age (110 Ma).

要 旨

日立変成岩中の代表的なタルク鉱床(朝日向鉱床と長谷鉱床)の産状と構成鉱物が調べられ、鉱床の中心から蛇紋岩にむかう次のような規則的な累帯配列がみだされた。

良質タルク鉱石帯：タルクが卓越。

片状タルク鉱石帯：主にタルクからなり、炭酸塩鉱物を伴う。

塊状タルク鉱石帯：主にマグネサイトからなりタルクを伴う。

タルク化蛇紋岩帯：マグネサイト、タルク及び残留蛇紋石鉱物からなる。

蛇紋岩：蛇紋石鉱物が卓越。

両タルク鉱床の鉱体はほぼ塊状タルク鉱石帯でしめられるが、この主化学組成は、揮発成分を除くと、超苦鉄質岩のそれとほぼ同じである。この事実と、タルク鉱床の産状から、タルク鉱床の生成には、熱水で運ばれたCO₂と超苦鉄質岩との反応が最も重要であることがしめ

された。

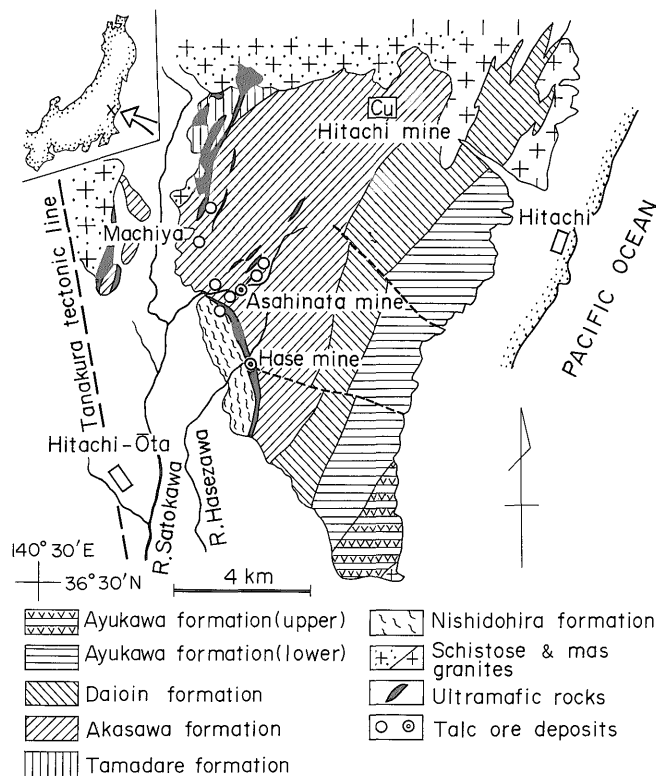
両タルク鉱床母岩の超苦鉄質岩は、それぞれ、アンチゴライト(朝日向鉱床)、再生カンラン石+タルク(長谷鉱床)からなり、それぞれの鉱床をかこむ110 MaのK-Ar年代をしめす広域変成岩の変成度に対応した鉱物組合せをもっている。しかし両タルク鉱床の構成鉱物には、これらの変成度の違いは反映されていない。したがってタルク鉱床は白亜紀中頃の広域変成作用(110Ma)の後に生成されたものと推定される。

1. は じ め に

日本には北海道南端から九州にいたるまで、多数のタルク鉱床が知られている。これらのタルク鉱床の分布は変成帯の蛇紋岩の分布とよく一致しており、そのほとんどは蛇紋岩を交代してできたものである。これらの鉱床の近くには、変成岩と花崗岩が露出している場合が多いため、花崗岩または変成岩からのシリカの添加がタルク鉱床の生成に基本的役割をはたしたと考えられてきた(内田・牟田, 1958)。

阿武隈高原には、蛇紋岩の小岩体が花崗岩・変成岩分

* 鉱床部 ** 技術部



Geological map is compiled from Tagiri (1973).

第1図 日立地域の地質とタルク鉱床の分布

布地域に多数露出しており、一部にタルク鉱床を伴う。しかし蛇紋岩の広域分布と比べ、タルク鉱床は、南端の日立地域に限られている。この地域はタルク鉱床開発の歴史が浅い(1950年代に開始)にもかかわらず、国内総生産量 122,000 t (1980年)のうちの 20%近くを産出しており、今では日本における主要な産地の1つとなっている。

この小論では、当地域の代表的な2鉱床をとりあげ、その産状を記載し、さらにその産状から推定されたタルク鉱床の成因について考察する。

謝辞：野外調査に際し、クミネ工業太田工場(武部礼一工場長)、朝日向鉱山、常陸化工長谷鉱山の関係者には種々の便宜をいただいた。また、タルクの資料に関しては、鉱床部五十嵐俊雄鉱物資源課長(現北海道支所長)にご教示いただいた。記して謝意を表する。

2. 地質概説

日立変成岩類は阿武隈高原の南端に分布しており、西南縁を棚倉構造線によって限られている。変成岩中には日立鉱山の含銅硫化鉄鉱床が胚胎していることもあり、古くから地質・鉱床学的な研究が多数おこなわれてき

た。このうち、西堂平変成岩類の形成年代については異なる見解があるが、ここではおもに田切(1971, 1973)によって記述する(Fig. 1)。

2.1 変成岩類

2.1.1 層序と構造

日立地方の変成岩類は、原岩の堆積時代のわかったものとその下部に続く変成岩類とからなる。それらの層序を変成鉱物の特徴とともに Table 1 にあらわした。このうち、鮎川層からは下部ペルム紀をしめすフズリナ化石が(杉山, 1972)、大雄院層からは下部石炭紀をしめすサンゴ化石(藤本, 1924)がそれぞれ発見されている。その下位に続く赤沢層や玉簾層は広域変成作用により強く再結晶しており、化石はみいだされていない。これらの地層は同斜褶曲をしているが、全体として北東に向かうにつれ、より下位の地層が露出していると考えられている(島田, 1955; KURODA, 1959; TAGIRI, 1971)。玉簾層と西堂平層との関係は野外では確認されていないが、西堂平層が全体としてより下位に位置するらしい(TAGIRI, 1971)。

西堂平層を除いた各地層は、一般に北東-南西の走向

第1表 日立地域の古生層と変成岩類の層序と変成鉱物

Formation	Rock facies	Thickness	Age of sedimentation	Metamorphic zone (metamorphic facies)	Metamorphic minerals	
					Mafic rock	Pelitic rock
Ayukawa Up. Lw.	basic volcanics pelitic rock	1000-1500m	Perm.	Zone A (greenschist facies & transitional facies)	actinolite hornblende chlorite epidote albite	graphite muscovite chlorite epidote albite
Daioin	crystalline limestone & basic-acidic schist	800m	Carboniferous	Zone B (epidote-amphibolite facies)	hornblende epidote oligoclase	biotite muscovite chlorite andalusite cordierite plagioclase
Akazawa	acidic-basic schist (sulphide ore)	2600m				
Tamadare	basic gneiss rock & psammitic gneiss	250m	Devonian	Zone C (amphibolite facies)	hornblende diopside biotite cummingtonite garnet andesine	sillimanite kyanite andalusite staurolite garnet biotite muscovite K-feldspar oligoclase
Nishidohira	pelitic & basic gneiss	300m				

Mainly from KURODA (1959), TAGIRI (1971, 1973), SHIMAOKA and WATANABE (1976)

で、南東に傾斜する。西堂平層はほぼ南北の走向で、東に傾斜している。西堂平層と他の地層とはほぼ南北に走る断層で境されているが、その断層に沿って超苦鉄質岩が分布している。

2.1.2 変成作用

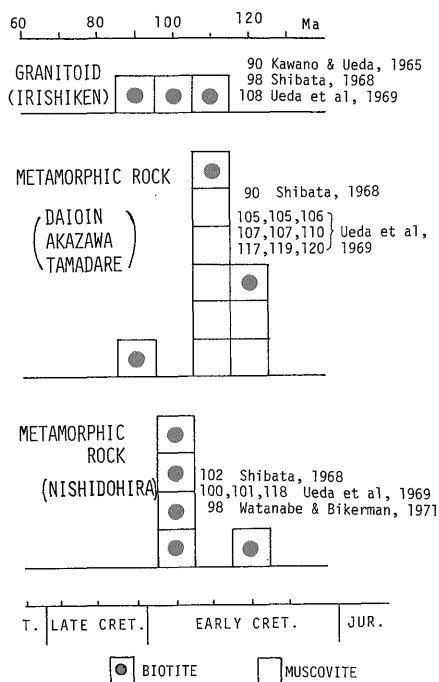
日立変成岩類の変成度は、第1表にあらわされているように、層序の上位から下位に向かって、緑色片岩相、漸移相、緑れん石角閃岩相をへて角閃岩相へと漸次上昇している。変成度の上昇にともない、塩基性変成岩中の斜長石の An 成分もアルバイト(ペリステライト)からオリゴクレスをへてアンデシンへと漸移的に変化している (KURODA, 1959; TAGIRI, 1971, 1973)。変成度からは西堂平層の変成岩と他の変成岩類との間に大きなギャップは認められない。西堂平層の変成岩中には、らん晶石・十字石が生じており、さらに赤沢層のものにはカミングナイトとオリゴクレスの共生が認められている。これらの変成鉱物はやや高圧下・高水蒸気圧下で安定であるので、この広域変成作用は、都城(1965)による紅柱石-珪線石相系列のタイプとされた中部阿武隈の変成岩類よりやや高い圧力下でおこなわれ、Buchan type または都城(1965)による低圧中間群に属すると考えられている (TAGIRI, 1973)。

変成岩類の一部には入四間花崗閃緑岩による局所的な熱変成作用が認められるので、このような広域的な変成分帯は花崗閃緑岩の貫入以前に形成されたい (TAGIRI, 1971)。

日立地域の変成岩類と花崗岩類の K-Ar 年代の既測定値をみると、西堂平層の変成岩とそれ以外の変成岩および入四間花崗閃緑岩の三者の年代は白亜紀中頃にほぼ集中している(第2図)。しかし詳細にみると、西堂平層の変成岩類の年代は、他の変成岩のもの(110 Ma)よりもわずかながら若い方にずれており、花崗閃緑岩の貫入年代(100Ma)とほぼ一致している。このため西堂平層の変成岩分布地域の地下に花崗閃緑岩の潜頭岩体が推定されている (WATANABE & BIKERMAN, 1971)。この潜頭岩体を含めると、花崗閃緑岩の分布と広域的な変成分帯とはかなり調和し、日立地域では花崗閃緑岩に近づくにつれて変成度は漸次上昇する。したがって花崗閃緑岩は、白亜紀中頃の広域変成作用の末期に、変成度の高い部分に貫入したと考えることが可能であろう。

2.2 蛇紋岩類

日立地域およびその北側の中部阿武隈高原には、変成岩中または花崗岩に取り込まれた蛇紋岩体が多数分布している。棚倉構造線をこえた南側の筑波地域に蛇紋岩が

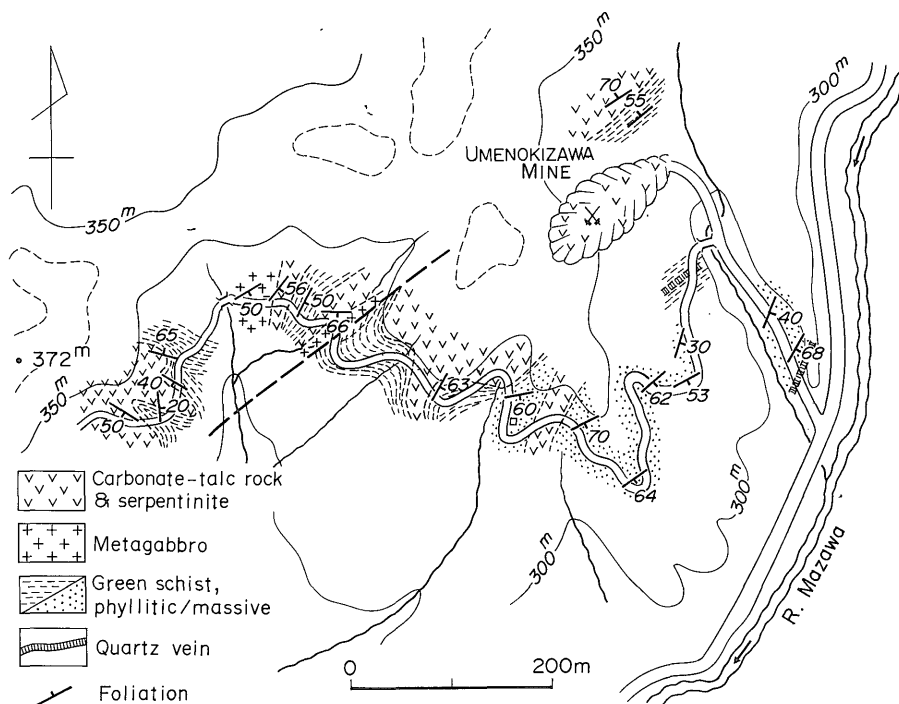


第2図 日立地域の花崗岩および変成岩類のK-Ar年代

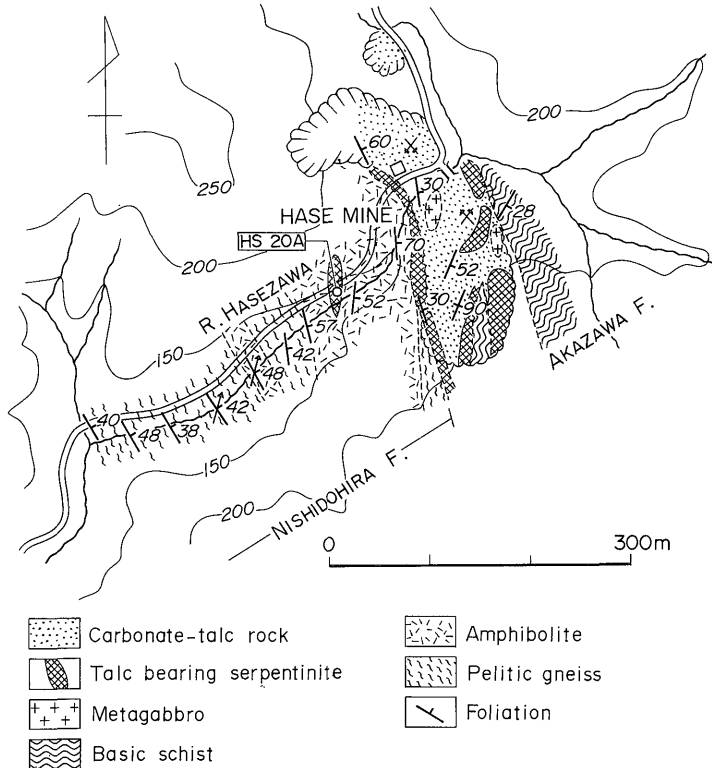
全くみられないことと対照で、筑波地域の方がより酸性であるとする花崗岩類の比較の結果(石原舜三氏, 私信)とも調和している。

日立地域の蛇紋岩は、変成岩の構造に調和的に産するものと、南北性の断層に沿って南北に分布するものとに大別される。前者の蛇紋岩は一般に小さく、苦鉄質片岩に伴なわれている場合が多い。一例として朝日向タルク鉱床の北東500mに位置する梅ノ木平タルク鉱床周辺の蛇紋岩の産状を第3図にしめした。蛇紋岩およびそれを交代したタルク鉱床は塩基性片岩に囲まれており、その近くには少量ではあるが変はんれい岩もみられる。変はんれい岩は蛇紋岩体内部にもブロックとして存在する。蛇紋岩・タルク鉱床には、周囲の苦鉄質片岩と同様に北東方向の軸をもつ同斜褶曲が存在するが、一部に北西方向の褶曲軸もみられる。

他方、南北性の断層に沿う蛇紋岩は大局的には玉簾層・西堂平層の東縁沿いに長く続いて分布している。その方向は両層の走向方向にほぼ一致する。これらの蛇紋岩の分布は、北部では赤沢層の構造とほぼ調和的であるが、南部の長谷付近では非調和的で、赤沢層の走向方向を切っている(第1図)。長谷タルク鉱床周辺のルート図を第4図にしめす。南北に続く蛇紋岩体の東縁はほぼ垂



第3図 梅の木沢タルク鉱床の産状 梅の木沢鉱床は朝日向鉱床の北東500mに位置する。



第4図 長谷タルク鉱床付近のルート図

直の断層で赤沢層に接している。西縁は、東に30-60°傾斜する断層で西堂平層と接するが、この断層は西堂平層内部の構造とほぼ平行である。長谷鉱床の母体となった蛇紋岩体内部には変はんれい岩および赤沢層に由来する苦鉄質片岩のブロックがみられる。南北に長く続く蛇紋岩体とは別に、蛇紋岩の小レンズが西堂平層の角閃岩中にもみられる。この蛇紋岩は、再生カンラン石仮像とタルクの集合物からなる笹の葉状構造をしめす。その構成鉱物は、後述するように、長谷鉱床の母岩の蛇紋岩と同じである。

3. タルク鉱床

日立地域のタルク鉱床は、変成岩の構造に調和的に産する蛇紋岩と、南北に走る断層に沿う蛇紋岩の両方に伴なわれている(第1図)。ここでは、前者の代表例として朝日向鉱床を、後者の代表例として長谷鉱床をとりあげ記述する。両鉱床はほぼ同様な変質帯の带状配列から構成されている。

3.1 タルク鉱床にみられる変質帯区分

日立地域のタルク鉱床のうち現在採掘中の切羽では、蛇紋岩側からタルク鉱床の中心に向かって次のような累

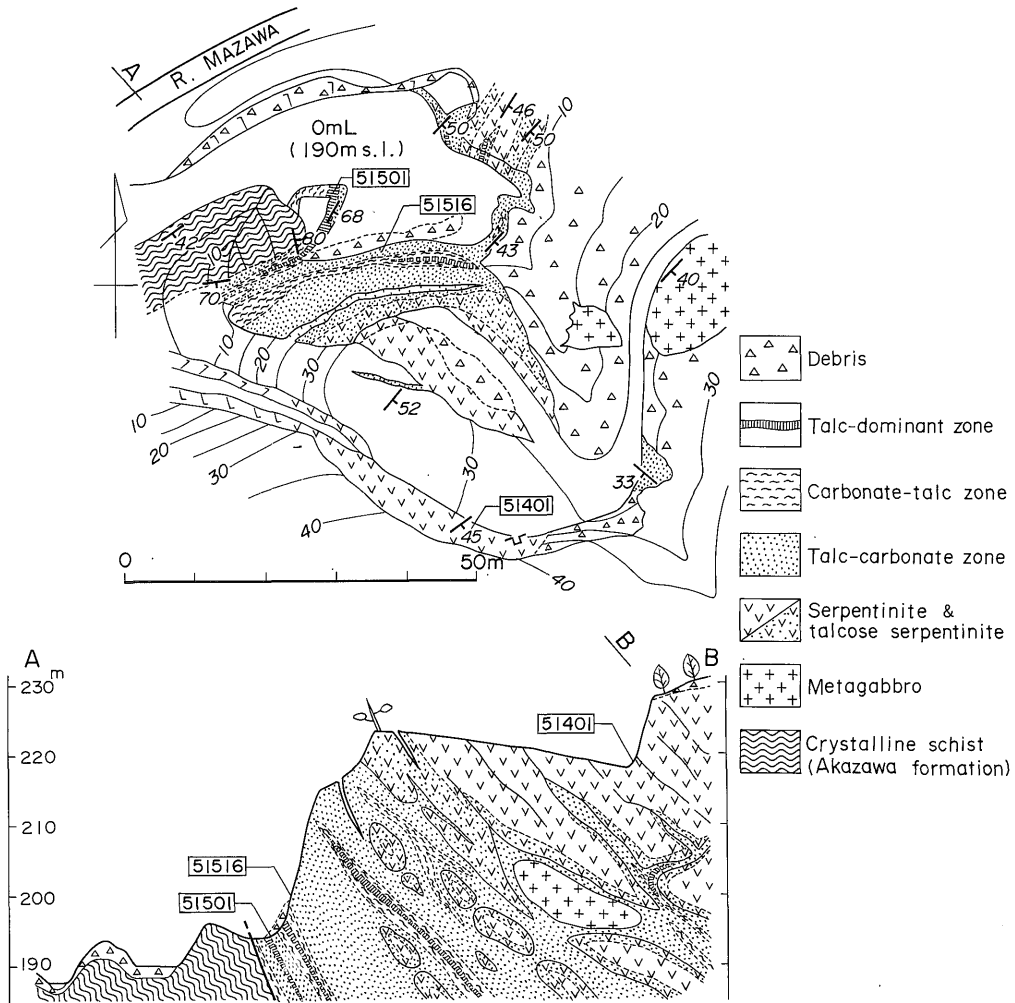
帯配列が認められる。各帯は漸移している。

蛇紋岩 (Serpentinite): 暗緑色、塊状の蛇紋岩からなる。みかけは、朝日向鉱床と長谷鉱床とで似ているが、構成鉱物は異なる。朝日向鉱床の蛇紋岩はアンチゴライトからなり、少量の磁鉄鉱・硫化物を伴なう。長谷鉱床の蛇紋岩はリザルダイト・クリソタイト(再生カンラン石を交代している)とタルクからなり、少量の磁鉄鉱、硫化物を伴なう。

タルク化蛇紋岩帯 (Talcose serpentinite zone): 暗緑色の生地に、炭酸塩鉱物とタルクからなる細脈およびマグネサイトの斑状変晶がみられる蛇紋岩からなる。著しく片理の発達したものから塊状のものまで存在する。主な構成鉱物は、タルク・マグネサイト・蛇紋石である。

塊状タルク鉱石帯 (Talc-carbonate zone): 灰色で塊状の岩石からなり、主要鉱物は、炭酸塩鉱物(大部分マグネサイト)とタルクである。前者の含量は40%をこえる。

片状タルク鉱石帯 (Carbonate-talc zone): 片状構造の発達した灰色の岩石からなり、塊状タルク鉱石帯のものとは比べ、炭酸塩鉱物が40%以下と少なく、タルクの量が多い。片状構造の特に発達した部分には、ドロマイトと緑泥石が濃集している場合が多い。



第5図 朝日向タルク鉱床の平面図(上)と断面図

良質タルク鉱石帯(Talc-dominant zone): 灰白色—淡黄色のちみつな岩石からなり、片状タルク鉱石帯にはさまれたり、変はんれい岩のブロックを包むように産する。ほぼタルクからなり、少量の炭酸塩鉱物、緑泥石を伴なう。

かつて、坑内掘り時代(1950-1960年)には、良質タルク鉱石帯と片状タルク鉱石帯が採掘の対象であったが、現在では塊状タルク鉱石帯も採掘の対象とされている。そこで、ここでは“蛇紋石がなく、タルクが生じている部分”すなわち良質タルク鉱石帯、片状タルク鉱石帯、塊状タルク鉱石帯の3帯をタルク鉱体とよぶ。以下に2つの鉱床の産状を記す。

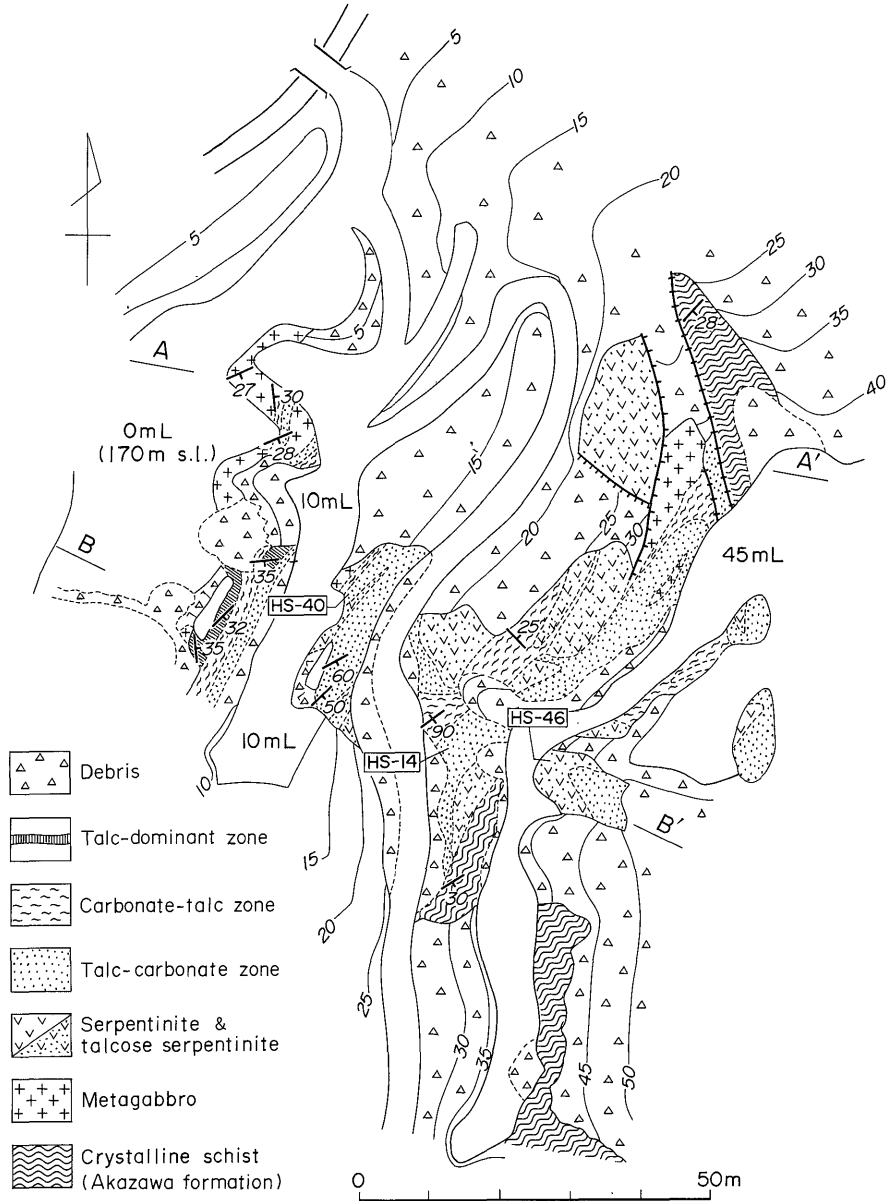
3.2 朝日向鉱床

朝日向タルク鉱床は、朝日向鉱山により、1950年代に

開発された。当初は坑内掘りであったが、1960年頃から露天掘りに切変えられ、現在、年産約8,000tの鉱石が採掘されている。

鉱床は赤沢層中に分布する厚さ約100mの蛇紋岩体の下底部に形成されている。現在の露天採掘場から南西にむかって、かつての坑内採掘跡が点々と約500mも続いている。この方向は赤沢層の走向方向と一致している。

朝日向鉱床の母岩である蛇紋岩は塊状のものが多いが一部に片状のものもある。塊状蛇紋岩には周囲の変成岩の片理面に平行な板状の割れ目が発達しており、その割れ目に沿ってタルクと炭酸塩鉱物からなる細脈が形成されている。鉱床平面図と断面図(第5図)にしめされるように苦鉄質片岩やタルク鉱床中に発達した片理面、および蛇紋岩の割れ目の方向は全体としてほぼ一致してお



第6図 長谷タルク鉱床平面図

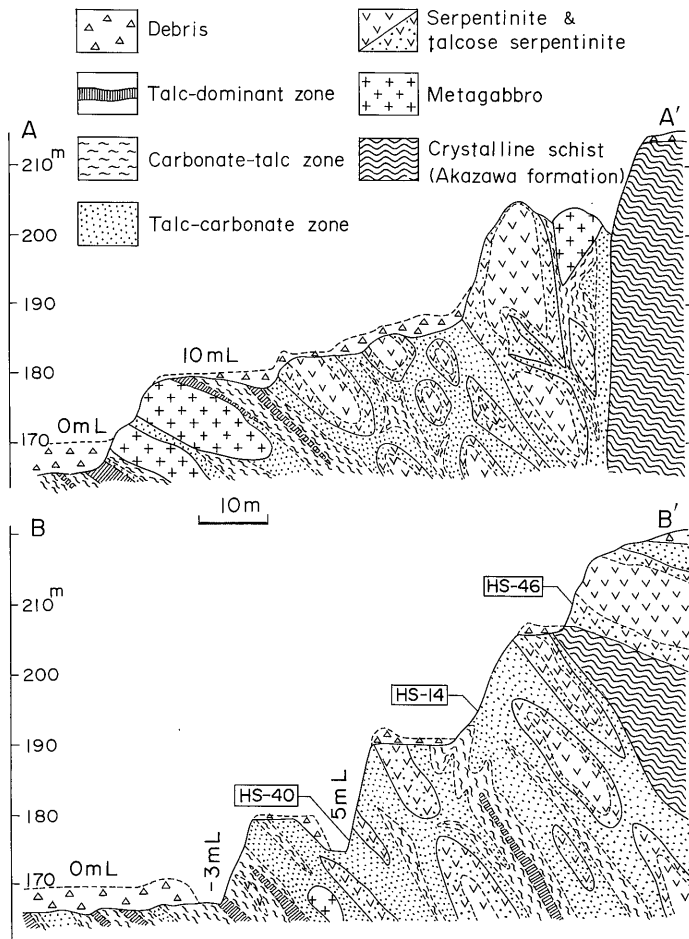
り、それらの走向は N50°E、傾斜は 40-50°SE である。各変質帯も片理の方向に延びている。鉱体の厚さは膨縮があるが平均して 20-30m で、その大部分は塊状タルク鉱石帯からなる。良質タルク鉱石帯は鉱体の比較的下部に発達している。鉱体の最下部は、赤沢層の苦鉄質片岩とわずかなすべり面で接している。

3.3 長谷鉱床

長谷タルク鉱床は長谷沢をはさんで南北に分布してい

る。1950年代より採掘が始まり、すでに北側の部分は採掘しつくされた。現在は沢の南側部分(南北150m、東西100m)から、年産 3,000 t 程度の鉱石が露天採掘されている。

長谷タルク鉱床を伴う蛇紋岩体の東縁は、ほぼ垂直の傾斜をもつ南北性断層をへだてて赤沢層の苦鉄質片岩と接している(第6図)。赤沢層の変成岩はタルク鉱体中にもブロックとして存在するが、タルク鉱床との間に反



第7図 長谷タルク鉱床断面図

第2表 切羽から見積られたタルク鉱床変質帯の容積比

鉱床	厚さ (m)	良質タルク鉱石帯 (talc-dominant z.)	片状タルク鉱石帯 (carbonate-talc z.)	塊状タルク鉱石帯 (talc-carbonate z.)
朝日向	30	5%	25%	70%
長谷	100	4%	28%	68%

応関係がみられず、この断層がタルク形成後の新しいものであることをしめしている。

長谷鉱床には朝日向鉱床とほぼ同様の変質帯の帯状配列が認められる(第5, 6, 7図)。各変質帯はほぼ北北東の走向で、東に傾斜している。鉱体は、厚さ約100mで、そのうち塊状タルク鉱石帯の割合が最も大きく、他の変質帯の割合も朝日向鉱体とほぼ同じである(第2表)。鉱体の比較的下部に良質タルク鉱石帯が発達しているが、最下部はカンラン石仮像とタルクからなる蛇紋岩が残っており、西堂平層の高度変成岩と接している。

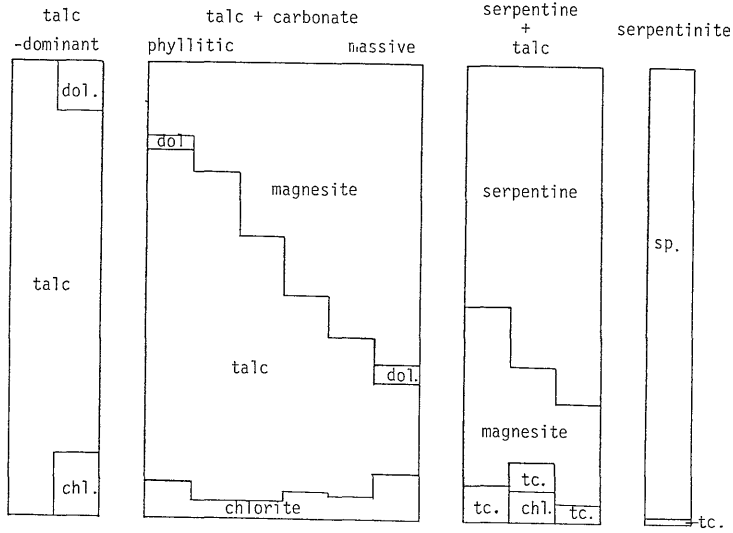
4. 蛇紋岩とタルク鉱石

4.1 鉱物組成

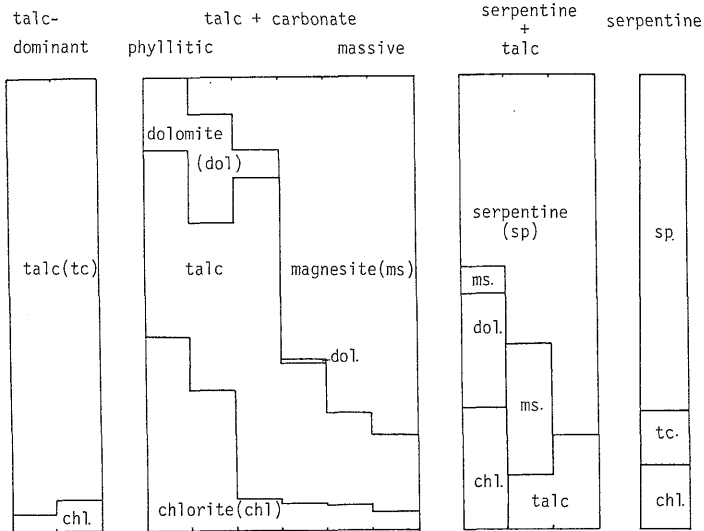
朝日向・長谷両鉱床の蛇紋岩および各変質帯を構成する岩石のうち、代表的なものの顕微鏡観察・粉末X線回折をおこない、鉱物の同定と鉱物容量比を調べた。第8図に各変質帯の鉱物容量比をあらわした。この図の変質帯の配列は、野外の帯状配列と同じであるが、各変質帯内のサンプルは、蛇紋石またはマグネサイトの含量順に並べてある。両鉱床のタルク鉱石については著しい差異は

日立変成帯中のタルク鉱床 (平野英雄・藤貫 正)

ASAHINATA TALC MINE, HITACHI-OTA.



HASE TALC MINE, HITACHI-OTA.



第8図 蛇紋岩・タルク鉱石の鉱物容量比

認められないが、タルク鉱床の原岩となった蛇紋岩の構成鉱物については両鉱床で相違が認められた。そこで、2つの鉱床の蛇紋岩についてはわけて記載する。

4.1.1 蛇紋岩・タルク化蛇紋岩(朝日向鉱床)

蛇紋岩：朝日向鉱床周辺の蛇紋岩は、暗緑色・塊状でへき開の発達した中粒結晶からなるものが多く、連続性のよくない不規則な黄白色細脈が時にみられる。おもに直径3-5mmのドメインを形成する結晶度の高いアンチゴライトからなる。ドメインの境界およびドメイン内の結晶に沿って微粒磁鉄鉱が並んでいる。直径1-2mm

の他形クロム鉄鉱レリックも時に存在する。町屋東方の蛇紋岩に特徴的な、タルクと再生カンラン石またはその仮像ここでは認められない。黄白色の細脈は羽毛状タルクの集合物からなり、径0.05mm程度の小粒のマグネサイト・ドロマイトをわずかに伴なう。

タルク化蛇紋岩帯：肉眼で、この岩石のマトリクスは暗緑色の蛇紋岩とよく似ているが、マグネサイト斑状変晶の存在と、淡黄色の細脈が多く発達しているという点で異なる。鏡下では、よく発達した板状アンチゴライトの一部が、タルクの集合物とマグネサイトに交代されて

いるのが観察される。マグネサイトは径0.5-2mmの斑状変晶をなし、線状に配列した微粒磁鉄鉱をヘリシティックに包有したり、アンチゴライト結晶を包有している。一般にマグネサイトの量はタルクの量を上まわり、タルク量の2倍を超えるものも少なくない(第8図)。

タルク化蛇紋岩には、マグネサイトとタルクからなる網状脈が多数発達している。脈中のタルクは、マトリクスのもより一般に結晶が大きい。マグネサイトは脈の中でも斑状変晶として、細脈中の比較的幅の広い部分に多く分布し、狭い部分にはあまりみられない。鏡下で、マトリクスや脈中のマグネサイトは、淡黄-淡褐色の弱い多色性をしめすので、これらのマグネサイトはある程度Feを固溶したbreunneliteであると考えられる。

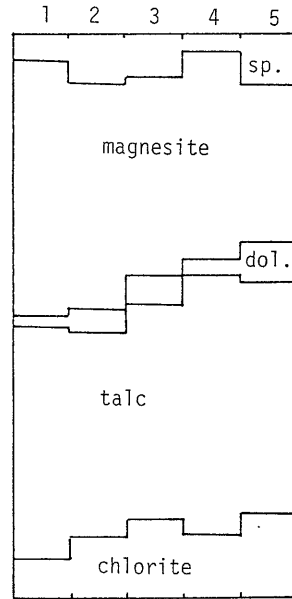
4.1.2 蛇紋岩・タルク化蛇紋岩(長谷鉱床)

蛇紋岩：全体として暗褐色または暗灰色と灰白色のまだら模様をもつ岩石で、主にタルクの集合体および再生カンラン石の仮像をうめるリザルダイト・クリソタイルからなる。これは西堂平層の角閃岩中の蛇紋岩と同様の鉱物組合せである。

鏡下で、蛇紋岩にはクリソタイルとリボン状のリザルダイトに完全に交代された再生カンラン石およびタルクの集合体のほか長さ1mmほどの板状の線泥石がみられる。鏡下の観察から、最初再生カンラン石・タルク・線泥石²⁾の3者が共存していたが、再生カンラン石は後退変成的にリザルダイトとクリソタイルに変化したことがわかる。

長谷鉱床周辺では、再生斜方輝石はみられないが、北に位置する町屋東方の蛇紋岩には、再生カンラン石、タルク、線泥石のほかに、再生斜方輝石、直閃石、透閃石が生じている(SHIMAOKA, 1981)。

タルク化蛇紋岩：肉眼では、朝日向鉱床のタルク化蛇紋岩とよく似ており、暗緑色のマトリクスに、マグネサイト斑状変晶およびタルクと炭酸塩鉱物からなる細脈が発達している。リザルダイト・クリソタイルの一部は放射状のアンチゴライトに交代されていたり、アンチゴライトからなる細脈に切られている。細脈状のアンチゴライトを含め、これらの蛇紋石鉱物の一部はマグネサイトおよびドロマイトの斑状変晶と細粒タルクの集合体に交代されている。このことから、この交代作用は再生カンラン石が後退変成的にリザルダイト・クリソタイルに変わった後で生じたことがわかる。タルクには、生成時期の異なる2種類のものがある。再生カンラン石と共生して



第9図 日立産粉末タルク製品の鉱物容量比
 1 GTA, #300, HI-P1; 2 GTA-T, #325, HI-P2;
 3 GTA, #325, HI-P3; 4 GTA, #300, HI-P4;
 5 TA, #200, HI-P5.

いた初生のもの、蛇紋石を交代してマグネサイトとともに生じた二次タルクとである。両者は鏡下で識別できる場合がある。蛇紋石結晶の一部を交代する薄いフレック状タルクはすべて後者に属する。

4.1.3 タルク鉱石

朝日向・長谷両鉱床のタルク鉱石は、外観、構成鉱物ともによく似ている。両鉱床の塊状タルク鉱石帯、片状タルク鉱石帯、良質タルク鉱石帯の鉱石は主に炭酸塩鉱物とタルクからなり、タルク含量は20-100%と変化する(第8図)。塊状タルク鉱石は片状タルク鉱石と比べ、炭酸塩鉱物含量が多い。両者はおよそ炭酸塩含量40%で区別される。炭酸塩鉱物の多くはマグネサイトであるが、ドロマイトも伴なわれる。方解石は両鉱床からはみだされていない。第9図には、粉末タルク製品の鉱物容量比をしめした。これらは朝日向鉱床と長谷鉱床のタルク鉱石を原料としているが、異なる時期に採取されたにもかかわらず、鉱物の割合は互によく似ている。したがってこの容量比は本地域のタルク鉱床の平均値をあらわしているだろう。粉末タルク製品のタルク/炭酸塩鉱物の比はほぼ1で、第8図の塊状タルク鉱石帯のそれとほぼ等しく、この鉱石帯がタルク鉱体の大部分をしめるといふ野外の事実とよく調和する。

タルク鉱石には、灰石のマトリクス中に径1-3mmのマグネサイト斑状変晶のみられるものと、タルクと炭

2) Mgに富む変成岩では、線泥石は角閃岩相まで安定に存在し、再生斜方輝石・再生カンラン石と平衡に共存する例が知られている(TROMMSDORFF and EVANS, 1969)。

第3表 日立地域蛇紋岩・タルク鉱石の化学分析値

	serpentinite	talcose serpentinite	talc ore					commercial goods
no.	51401	HS-20A	HS-46	HS-14	HS-40	51516	51501	HI-P4
Loc.	Asahinata	Hase	Hase	Hase	Hase	Asahinata	Asahinata	—
SiO ₂	42.07	40.55	40.58	29.28	32.42	37.50	45.37	39.57
TiO ₂	.00	.01	.02	.00	.01	.00	.05	.04
Al ₂ O ₃	.76	.92	2.10	.90	4.74	.52	1.41	2.75
Cr ₂ O ₃	.38	.49	.30	.76	.62	.25	.31	.40
Fe ₂ O ₃	6.63	6.90	5.34	5.26	5.57	3.14	5.52	4.23
FeO	.20	.35	1.03	2.74	2.08	1.88	2.28	1.81
MnO	.04	.04	.04	.09	.10	.03	.08	.05
MgO	38.22	37.93	34.95	34.26	24.62	34.76	26.60	30.37
NiO	.28	.34	.43	.10	.11	.27	.23	.22
CaO	.22	.11	.06	.09	8.49	.07	5.57	1.37
Na ₂ O	.03	.03	.03	.03	.04	.04	.05	.18
K ₂ O	.01	.01	.01	.01	.01	.10	.01	.15
P ₂ O ₅	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.01	.01
V ₂ O ₅	.02	.03	.02	.03	.03	.02	.02	.02
ZrO ₂	.02	.02	.01	.02	.01	.01	.02	.02
H ₂ O+	10.52	11.43	8.87	3.37	5.55	1.98	2.81	2.96
CO ₂	.37	.73	5.86	22.50	15.24	18.98	9.67	15.22
S	.00	.15	.02	.01	.01	.13	.24	.08
total	99.77	100.04	99.67	99.45	99.65	99.68	100.25	99.45
M*	91.7	91.2	91.4	89.1	86.1	92.9	86.7	90.6
S*	148	153	141	196	160	149	114	130

M* = 100 × Mg / (Mg + total Fe) (atomic ratio)
 S* = 100 × (Mg + total Fe + Ca) / Si (atomic ratio)
 (分析者: 藤貫 正)

酸塩鉱物の不規則な縞状組織をしめすものが存在する。両者は野外で漸移する。マトリクスよりも暗いマグネサイト斑状変晶も存在するが、これは微粒の磁鉄鉱を多量に含むためである。

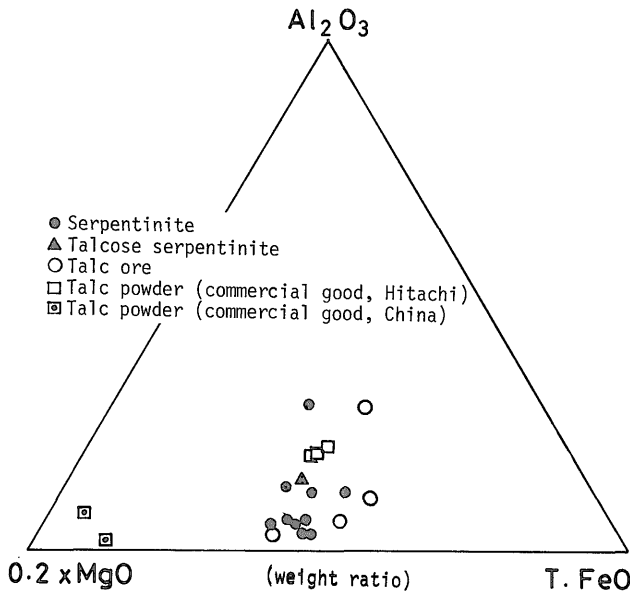
鏡下では、径0.5-3mmの他形マグネサイト斑状変晶と長さ0.2-0.3mmのフレーク状タルクの集合物からなるマトリクスがみられる。斑状変晶は、長さ0.1mmのタルクのフレークまたはその集合片と、微粒磁鉄鉱を包有している。斑状変晶に接するタルクはその外形に平行なものが多く、すこし離れると規則的な配列をしめさなくなる。

ドロマイトはマグネサイトと比べると脈状、ないしは縞状に産する場合が多い。微粒磁鉄鉱をあまり含まないので灰白色を呈する。風化による色の変化が少ないので、容易に黄褐色に変わるマグネサイトと区別できる。マグネサイトと比べドロマイトの斑状変晶は少ない。ドロマイトの斑状変晶はタルクばかりでなく緑泥石も包有

する。また、その周囲には緑泥石結晶が濃集する傾向が認められる。さらに、第8図にみられるように、ドロマイトと緑泥石の含量は全体として正の相関をしめす。このことはタルク鉱床中のドロマイトと緑泥石には共通した生成要素があることを暗示している。

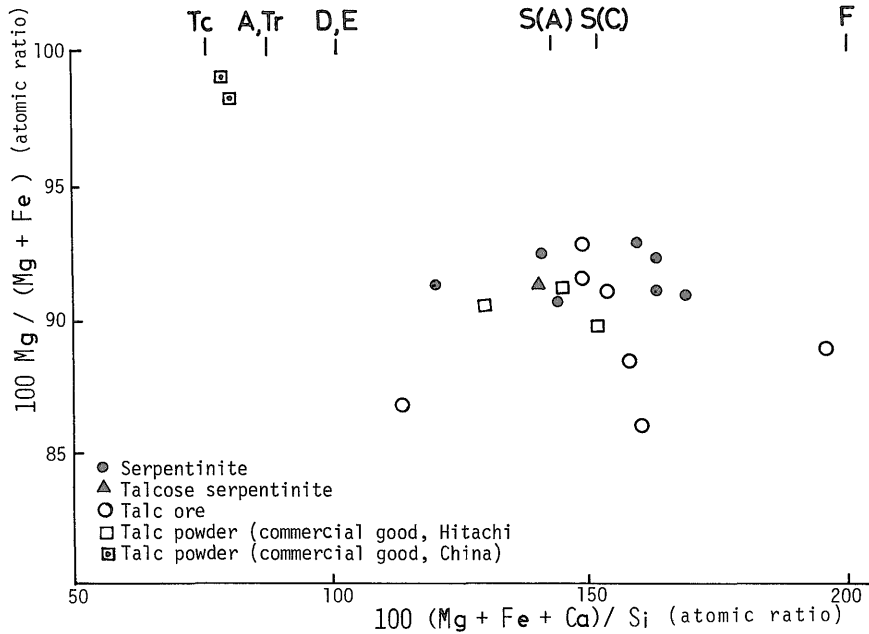
4.2 化学組成

朝日向、長谷両タルク鉱床の原岩である蛇紋岩および各変質帯から、計9つの代表的なサンプルを選び化学分析をおこなった。化学分析に先だち、各粉末サンプルを110°Cに2時間保って乾燥した。SiO₂は重量法に吸光度法を併用、Al₂O₃はCyDTA-Zn逆滴定法、TiO₂、Cr₂O₃、Fe₂O₃、P₂O₅、V₂O₅、ZrO₂は吸光度法、FeOは滴定法、MnO、MgO、NiO、CaO、Na₂O、K₂Oは原子吸光度法、H₂O⁺はベンフィールド管による重量法、Sは熱分解-赤外線吸収法、CO₂は熱分解-赤外線吸収法に湿式法によるチェック、により定量され、結果は第3表にあらわされた。この表から、揮発成分のうち、H₂O⁺



第10図 Al_2O_3 -MgO-total FeO 図

A,anthophyllite; D,diopside; E,enstatite; F,forsterite;
S(A),S(C),antigorite & chrysotile; Tc,talc; Tr,tremolite



第11図 $100(Mg + total Fe + Ca) / Si - 100Mg / (Mg + total Fe)$ 図

は蛇紋岩に、 CO_2 はタルク鉱石に多く含まれることが明らかである。不揮発成分のうち、 Al_2O_3 、 MgO 、total FeO の重量比(MgO は重量%の1/5)をとり、第10図に

あらわした。この図には比較のため、日立地域の塊状蛇紋岩(SHIMAOKA, 1981)、粉末タルク製品(日立地域および中国北東部遼東半島産:クニミネ工業パンフレット)

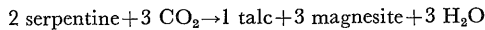
もあらわされている。この図から、タルク鉱床の変質帯のサンプルと蛇紋岩との間には有意の差がみられないこと、粉末タルク製品の Al_2O_3 は蛇紋岩のそれよりもわずかに増加していること、先カンブリア紀のドロマイト層を原岩とする中国のタルク鉱床からの粉末製品と蛇紋岩を原岩とする日立産粉末製品のものとは化学組成に明瞭な違いがあること、などが明らかとなる。

第11図に上記サンプルの $100 \times (Mg + \text{total Fe} + Ca) / Si - 100 \times Mg / (Mg + \text{total Fe})$ (原子比) をあらわした。この図は主にカンラン石からなる超苦鉄質岩の分化の程度を考察するために使われたが(平野, 1968), タルク化に伴う SiO_2 の相対的変化を検討することにも適している。日立地域の蛇紋岩, タルク鉱床の各変質帯のサンプル, および粉末タルク製品の $100 \times (Mg + \text{total Fe} + Ca) / Si$ 値(これを S 値とよぶ)は100-200と幅広く変化する。しかし, それらの大部分は150付近に濃集しているし, 理想式であらわされた蛇紋石鉱物のそれと一致している。このことは, 蛇紋岩からタルク鉱床が形成された際に, SiO_2 の相対的な増加はなかったことをあらわしている。

中国産製品タルクは, 第11図でも日立産のものと同様に明瞭な違いがみられ, Mg 含量が高く, S 値は約80で, 鉱物タルクのそれとほぼ一致している。

5. 考 察

朝日向・長谷両鉱床は, 原岩を超苦鉄質岩とする, 主にタルクとマグネサイトからなる鉱体である。また, 第11図にあらわされているように, タルク鉱床となる過程で SiO_2 の相対的な増加は生じなかった。そこで両鉱床の生成は, 基本的には次式であらわされる。



蛇紋石(アンチゴライト)とタルクは, それぞれ, 単独で安定な温度・圧力範囲が広く, しかも互いにかなり重複している。したがって上記の反応が右に進み, タルクが生じるためには, 外部から導入される CO_2 が重要となる。この式は脱水反応式であるが, CO_2 は熱水によってもたらされたものであろう。

CO_2 の供給源に関して興味深いことは, タルク鉱床の分布が石灰岩と密接な関係をもっていると考えられることである。日立地域には, タルク鉱床の上位層群になるが, 大雄院層や鮎川層下部には良く連続する結晶質石灰岩層が分布している。他方, 日立地域のすぐ北側に位置する中部阿武隈高原には, ごく一部の地域を除くと石灰岩(またはその変成相)の露出はなく, 生産実績をもつタルク鉱床も皆無である。中部阿武隈高原には, 御齊所・

竹貫変成岩, 白亜紀-古第三紀花崗岩, 蛇紋岩が分布するという点で, 日立地域の地質と極めてよく似ている。蛇紋岩は変成作用により再結晶しており, 一部はオリビンサンド鉱床として採掘されている(五十嵐, 1961)。しかし, タルク鉱床はみられない。

蛇紋岩を原岩とするタルク鉱床と石灰岩とのこのような分布関係は, 石灰岩がタルク鉱床形成に關与した CO_2 の一つの供給源である可能性をしめている。もちろん, 頁岩のように細粒の碎屑岩中には多量の有機物が含有されており, その酸化物としての CO_2 が供給された可能性もある。

タルク鉱床およびその原岩の蛇紋岩(超苦鉄質岩)の生成条件は, 構成鉱物の組合せによってある程度見積ることができる。嶋岡(1981)は町屋付近の超苦鉄質岩がカンラン石+タルク+透閃石, カンラン石+タルク+直閃石または斜方輝石の組合せをもつことをしめし, これらの生成温度をそれぞれ 500-650°C, 650-750°C と見積っている。長谷鉱床の原岩および西堂平層の角閃岩中の超苦鉄質岩は再生カンラン石とタルクの組合せであるのでその生成温度は 500-650°C と見積られる。西堂平層の変成岩は田切(1973)による変成分帯の Zone C に属し, その生成条件はおよそ 4 Kb, 550-650°C と推定されており(TAGIRI, 1973), 両者の推定温度はよく一致している。

他方, 朝日向鉱床原岩の超苦鉄質岩はアンチゴライトよりなるが, その鉱物が単独で安定な温度は, $PH_2O = 3$ Kb 程度では200-500°Cである(EVANS ら, 1976)。この鉱床周辺の赤沢層は田切(1973)の zone B に属し, その変成条件は 3-4 Kb, 450-550°C と見積られている(TAGIRI, 1973)。したがって両タルク鉱床の原岩はそれぞれの周囲の広域変成岩の生成温度によく対応した鉱物組合せをもっていることが明らかであろう。

次にタルク鉱床の生成温度を推定してみよう。

流体にわずかの CO_2 フラクション($X_{CO_2} > 0.1$)が加わると, 流体と平衡に共存した蛇紋石は, タルクとマグネサイトに変わる(GREENWOOD, 1967; JOHANNES, 1969; TROMSDORFF & EVANS, 1977)。しかし, タルクは, 低温では不安定で, かわりに蛇紋石(クリソタイル)+石英, マグネサイト+石英またはモンモリロナイトの加わった鉱物組合せが安定となる(JOHANNES, 1969; HEMLEY ら, 1977; WHITNEY & EBERL, 1982)。その平衡温度は, PH_2O にも依存するが, 350-500°Cの間とみてよい。長谷鉱床では, タルク化蛇紋岩帯にアンチゴライトよりも低温で安定なりザルダイト, クリソタイルのレリックが存在する。したがってタルク鉱床はタルクが安定な最低温度付近, およそ350°C, で生成されたと推定される。

日本のタルク鉱床のうち、産状や鉱物組成が公表されている九州西彼杵地区(内田・牟田, 1958)と北海道松前地区(番場・矢島, 1974)のものにもかなりの量の炭酸塩鉱物が存在する。したがって、蛇紋岩を原岩とするタルク鉱床の形成には、CO₂が無視できないほど寄与している可能性がある。

文 献

番場猛夫・矢島淳吉(1974) 北海道松前地方の滑石鉱床。地調月報, vol. 25, p. 273-285.

EVANS, B. W., JOHANNES, W., OTERDOOM, H. and TROMMSDORFF, V. (1976) Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, vol. 56, p. 79-93.

HEMLEY, J. J., MONTOYA, J. W., CHRIST, C. L. and HOSTETLER, P. B. (1977) Mineral equilibria in the MgO-SiO₂-H₂O system: I. Talc-chrysotile-forsterite-brucite stability relations. *Am. Jour. Sci.*, vol. 277, p. 322-335.

平野英雄(1968) 超塩基性岩の結晶分化の尺度としてのS値。 *Magma*, no. 15, p. 5-10.

藤本治義(1924) 日立鉱山付近の片状岩に伴われる石灰岩中の珊瑚化石。地学雑, vol. 36, p. 559-561.

GREENWOOD, H. J. (1967) Mineral equilibria in the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. *Research of Geochem.*, vol. 2, p. 542-567.

五十嵐俊雄(1961) 福島県阿武隈山地西縁のかんらん岩および蛇紋岩。東北の工業用鉱物資源, 第1輯, p. 214-226.

JOHANNES, W. (1969) An experimental investigation of the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. *Am. Jour. Sci.*, vol. 267, p. 1083-1104.

河野義礼・植田良夫(1965) 本邦産火成岩のK-Ar dating(III)-阿武隈山地の花崗岩類一。岩鉱, vol. 54, p. 162-172.

KURODA, Y. (1959) Petrological study on the metamorphic rocks of the Hitachi district, northeastern Japan. *Sci. Rept., Tokyo Kyoiku Daigaku*, vol. 8, p. 245-268.

都城秋穂(1965) 変成岩と変成帯。岩波書店, 東京, 458 p.

SHIBATA, K. (1968) K-Ar age determinations on

granitic and metamorphic rocks in Japan. 地調報告, no. 227, 73p.

島田 衛(1955) 日立鉱床東部の褶曲構造について。鉱山地質, vol. 5, p. 102-116.

SHIMAOKA, H. (1981) Petrographic study on so-called "Madaraishi" from Machiya town. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 19, p. 395-413.

嶋岡 博・渡辺 順(1976) 先安部族造山期西堂平変成岩類の研究—その1 岩質とその分布状態一。地質雑, vol. 82, p. 531-542.

杉山新平(1972) 日立地域より紡錘虫化石の発見。地球科学, vol. 26, p. 173-175.

TAGIRI, M. (1971) Metamorphic rocks of the Hitachi district in the southern Abukuma plateau. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 65, p. 77-103.

———— (1973) Metamorphism of Paleozoic rocks in the Hitachi district, southern Abukuma plateau, Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 12, p. 1-67.

TROMMSDORFF, V. and EVANS, B. W. (1969) The stable association enstatite-forsteritechlorite in amphibolite facies ultramafics of the Lepontine Alps. *Sweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, vol. 49, p. 325-331.

———— and ——— (1977) Antigorite-ophicarbonates: contact metamorphism in Valmalenco, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 62, p. 301-312.

内田義信・牟田邦彦(1958) 北部九州の滑石鉱床(第2報)—西彼杵型滑石鉱床について—。地質雑, vol. 64, p. 494-515.

植田良夫・山岡一雄・大貫 仁・田切美智雄(1969) 本邦変成岩のK-Ar dating(II)—南部阿武隈山地, 日立変成岩類一。岩鉱, vol. 61, p. 92-99.

WATANABE, J. (1971) Petrofabric analysis on the basement complex of the southern Abukuma plateau, Japan. *Pacific Geology*, vol. 3, p. 67-93.

———— and BIKERMAN, M. (1971) K-Ar age of the Nishidohira gneiss complex in the Abukuma mountains, Japan. *Earth. Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol. 25, p. 23-26.

日立変成帯中のタルク鉱床 (平野英雄・藤貫 正)

渡辺萬次郎・根本忠寛(1930) 茨城県町屋付近の斑
石と之を貫ぬく白雲石脈. 岩鉱, vol. 4, p.
101-109.

hydrothermal system. *Am. Mineralogist*,
vol. 67, p.944-949.

WITNEY, G. and EBERL, D. D. (1982) Mineral
paragenesis in talc-water experimental

(受付: 1984年9月13日; 受理: 1984年11月2日)

図版 I

1. タルクを含む蛇紋岩 (HS-21A, 長谷鉱床). リザルダイトに交代されたカンラン石仮像とタルク. タルクとカンラン石 (現在はリザルダイト) の組合せは, 広域変成作用 (角閃岩相) により形成された. 平行ニコル.
2. 同上. クロスニコル.
3. 結晶の発達した蛇紋岩 (51401, 朝日向鉱床). 板状結晶の発達したアンチゴライトよりなる. クロスニコル.
4. 部分的にタルク化した蛇紋岩及び蛇紋石脈 (HS-46, 長谷鉱床). マトリクスの蛇紋石の大部分はリザルダイト. 細脈 (写真上部) は一部タルク化したアンチゴライトからなる. マグネサイト斑状変晶はこの写真ではみえない. クロスニコル.
5. 塊状タルク鉱石 (タルク-マグネサイト, 51516, 朝日向鉱床). マグネサイト斑状変晶はタルクの小片や微粒磁鉄鉱を含む. クロスニコル.
6. 片状タルク鉱石 (緑泥石-ドロマイト-タルク, HS-44, 長谷鉱床). ドロマイト斑状変晶は緑泥石と磁鉄鉱を含み, ヘリシティック組織をしめしている. 板状の緑泥石はタルクとドロマイトと共生している. クロスニコル.

Abbreviation: A, antigorite; C, chlorite; D, dolomite; L, lizardite and chrysotile; M, magnesite; T, talc.

