鉱物結晶と衝撃圧縮

東京大学・理学部 森 寛 志

Hiroshi MORI: Mineral Crystal and Shock Compression.

Deformation and transformation textures (i.e. fracture, twinning, mosaicism, recrystallization, phase transformation, melting and evaporation) in naturally and artificially shocked mineral crystals have been reported. The main part of this report is devoted to a description of the shock-induced textures in olivine and some mineral crystals from some achondritic meteorites (i. e. two pallasites, one ureilite and two shergottites) by optical microscopic observation. Deformation textures in artificially shocked olivine crystals were also described. Planar fractures in the olivine crystals were discussed in conjunction with loss of strength at dynamic elastic limits. [J. Cryst. Soc. Jpn. 27, 189 (1985)].

1. はじめに

最近の惑星科学の発展にはめざましいものがある。これは近年のアメリカとソ連による惑星探査の成果に依るところが大きい。特にアポロ計画とルナ計画によって月表面の物質が地球に持ち帰られたことによって、月は直接物質を手にとって研究する岩石鉱物学にとっても研究可能な領域となったためである。一方、太陽系特に惑星の起源と進化を研究する上に不可欠な試料として、隕石の存在を忘れてはならない。隕石と月試料は太陽系初期の記録を今も保持している点で惑星科学上特に重要な研究材料である¹⁾。地球上の岩石は、地球の大きさから生ずる主として熱による二次的な現象により、太陽系初期の記録を喪失してしまったと考えられるからである。これら地球圏外に由来する岩石を実際に調べてみると、地球上の岩石に比べて著しい相違が見られる。それは衝突に起因すると思われる激しい変形や破壊を受けているものが極めて多い点である。惑星探査の結果、太陽系の固い表面を持つほとんど総ての惑星や衛星は無数のクレーターで覆われていることが明らかになっており、太陽系の歴史における古い時代には衝突という現象が重要な“地質学”的要因になっていたと想像される。このように衝突によって発生した衝撃圧が惑星構成物質に及ぼす影響を調べる必要が生じてきたため、鉱物結晶を用いた衝撃圧縮実験が盛んに行われるようになった。一方、衝撃圧縮実験のもう一つの目的として、衝撃圧縮曲線から求めたデータに基づいて惑星深部の超高圧下に存在する物質を推定しようとする試みがなされ、この手法は今日では惑星の内部構造の研究に欠かすことのできない実験手段となっている。しかし本稿では衝撃圧が鉱物に及ぼす影響を、地球圏外からもたらされた岩石中の鉱物を例として解説することを主眼とするので衝撃圧縮実験の惑星内部構造研究への応用については文献 2), 3) を参照していただくことにして触れないことにする。

2. 衝撃圧縮の基本原理

物体の表面が飛翔体の衝突や爆発に伴う爆轟波によって急激に加速されると、媒質中を音速より速い速度で伝播する応力波が発生する。一般に固体の圧縮率は圧力の上昇とともに低下するため、この応力波は鋭い立ち上がりを示す衝撃波となり、衝撃波面は媒質の圧力、密度および内部エネルギーの不連続面を作る。また衝撃波面の背後の物質は加速されて、ある粒子速度で運動し始める。今、第1図に示すように静止している物体中を圧力 P_0 、密度 ρ_0 、内部エネルギー E_0 、速度 U の衝撃波が伝播し、その背後で物体が粒子速度にまで加速され、密度、圧力および内部エネルギーがそれぞれ ρ 、 P および E に変化したとすると、質量、運動量およびエネルギーの保存則から、

$$\rho_0 U = \rho(U - u) \quad (1)$$

$$P - P_0 = \rho_0 U u \quad (2)$$

$$Pu = \frac{1}{2} \rho_0 U u^2 + \rho_0 U (E - E_0) \quad (3)$$

が成り立つ。さらに三つの式を組合わせて、

$$E - E_0 = \frac{1}{2} (P + P_0) (V_0 - V) \quad (4)$$

を得る⁴⁾。ただし、 $V = \frac{1}{\rho}$ 、 $V_0 = \frac{1}{\rho_0}$ である。

衝撃圧縮実験を行い衝撃波速度 U と粒子速度 u を決定すれば上記の式から衝撃圧下にある物質の圧力と密度を知ることができる。飛翔体の速度と材質を変えて一連の衝撃圧で多数回の衝撃実験を行えば、衝撃圧と密度の関係を定めることができる。衝撃圧下の P - ρ 関係又は P - V 関係を適当な状態方程式にフィットさせて求めた衝撃圧縮曲線のことをユゴニオと呼ぶ。衝撃圧縮下ではエントロピーが一定に保たれることはなく、非可逆的な仕事が行なわれる。このためユゴニオ上では等エントロピー的な断熱圧縮時よりも高い温度に達するし、圧力解放後も熱が残る。このことは第1図(b) から容易に理解される。つまり点Aで示す状態 (P_0 , V_0) にあった物質が状態B (P , V) まで衝撃圧縮されたとすると、状態Aから状態Bに至る熱力学的経路は直線ABで表されるので、衝撃圧縮による内部エネルギー変化は三角形ABCの面積に等しい。一方、圧力解放過程は状態B (P , V) から状態D (P_0 , V') に

第1図 (a) 平面衝撃波の伝播に伴う衝撃圧縮状態, (b) 衝撃圧縮過程と解放過程における物質のエネルギー変化。

第2図 ユゴニオ弾性限界 (HEL) と二段衝撃波。

至る曲線BDで示す断熱膨張線で表される。この膨張過程で解放されるエネルギーは曲線BDと二つの直線BC, CDで囲まれた部分の面積に等しい。したがって圧力解放後の残熱はこれら二つの図形の面積差に比例すると考えられる。衝撃圧が上がるほどこの面積差が広がることから、高速度の衝突の際には鉱物結晶が容易に融解や蒸発を起こしてしまうことが理解できる。今まで述べてきたのは固体の中を定常的な平面波が伝播して媒質が流体の如く動的静水圧によって圧縮される過程を扱ってきた。しかし、固体のように強度をもつ物質中でこのような定常圧縮が実現されることはない。それは物質が平面衝撃波による一軸歪みがある限界に達すると、これ以上の歪みを弾性的にささえることができなくなって降伏もしくは破壊を起こしてしまうからで、この大きさの衝撃圧をユゴニオ弾性限界 (HEL) と呼ぶ。HEL よりも大きな衝撃圧を加えると衝撃波の波面は第2図に示すように2段構造を持つようになる⁶⁾。この2段構造は物質が衝撃圧縮によって相転移を起こす場合にも現われる⁶⁾。先行する衝撃波はHELに等しい大きさを持ち、結晶中の縦波に近い速度で伝播するので先行弾性衝撃波と呼ばれる。第2の衝撃波は塑性波もしくは変形波と呼ばれる。金属などの物質では衝撃圧がHELを越えて降伏を起こした後でも応力を弾性歪みによってささえることができるので、ユゴニオは第2図(b)に示すように静水圧縮曲線から一定の大きさだけ離れた曲線を描く。しかし、酸化物やケイ酸塩化合物などろい物質では、HELが大きいかわりに一旦ユゴニオ弾性限界を越えると応力緩和が起こり、弾性歪みによって応力をささえることができなくなる。このためHELを越えた衝撃圧が加わるとユゴニオはしだいに静水圧縮曲線に近づいてゆく。衝撃圧縮は鉱物結晶を一軸歪みで圧縮するにもかかわらず、HELを十分に越えた圧力下では固体が流体のようにふるまい、静水圧縮曲線を描くことになる。このようにして決めた圧縮曲線は種々のアンビルを用いた静的超高圧実験の圧力標準としても用いられている。

一般にケイ酸塩鉱物では静的超高圧実験で決められた平衡相転移圧よりはるかに高い衝撃圧を加えないと相転移が起こらないし、また反応もなかなか進まないことが知られている⁶⁾。

3. 衝撃圧縮による鉱物結晶の変化

まず、地球圏外に由来する岩石 (隕石と月試料) を構成する主要鉱物を下記に示す。これらの鉱物はカマサイト、テーナイト (鉄・ニッケル合金) を除いては地球上の火成岩にもごく普通に含まれているものばかりである。

- 1) カンラン石 $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$
- 2) 輝石 $(\text{Ca, Mg, Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$

- 3) 斜長石 (Na, K, Ca)(Al, Si)₄O₈
- 4) クロマイト FeCr₂O₄
- 5) イルメナイト FeTiO₃
- 6) カマサイト, テーナイト Fe-Ni
- 7) トロイライト FeS

衝撃圧が鉱物結晶に及ぼす影響を列举すると次のようなものがある。

- 1) 割れ(規則的な面での割れ, 不規則な割れ), 2) 双晶, 3) 塑性変形, 4) モザイク化, 5) 再結晶化, 6) 高圧相転移, 7) ガラス化, 8) 融解と蒸発

ところで, 鉱物結晶の変形・破壊を考える場合に一番重要なことはどれだけの大きさの応力がどれだけの時間働いたかということである。さらにそのときに鉱物結晶がどういう温度にあって, どれくらいの大きさの封圧がかかっていたかということも重要な要素である。

衝撃圧縮による変形・破壊と地球内部(地殻や上部マントル)におけるそれを比べたときに最も大きな違いは, 衝撃圧縮の場合, 極めて大きな圧力が極めて短時間, ほとんど瞬間的に働いて変形・破壊が起こるのに対して, 地球深部特に上部マントルにおける変形の多くは 100 バールにも満たない小さな差応力しか働いておらず, 変形は極めてゆっくりとしか起こっていないことである。しかも上部マントルにおける変形は高温高圧下で起こるのに対して衝撃変形は天体の表面, つまり温度も圧力も高くない環境で起こるという大きな違いがある。今, 歪み速度を考えるならば, 天体の表面での衝突による衝撃変形は極めて, 大きな速度で起こるのに対して, 地球の上部マントルでの定常的な変形は極めてゆっくりとした速度で起こり, その歪み速度の大きさの違いは数十桁にも及んでいる。これに対して地殻における変形・破壊はその歪み速度が両者ほど極端に大きくも小さくもないことに由来して両者の中間的な性格を帯びている。

それでは, 天体の表面での衝突に起因する変形・破壊と, 地球上で起こる火山活動や構造運動のような地質現象に由来する変形・破壊を区別できるのかという疑問が生じる。衝突の際に発生した衝撃圧が数 10 キロバール程度にしかならなかった場合には, 標的となった岩石は砕けたり, ヒビが入ったりするだけなので区別は難しいのであるが, だいたい 100 キロバールを越えるような衝撃圧が加わると特有の現象が起こり始めるので, その区別は容易である。

月試料の場合は月面に隕石が衝突した際の衝撃で変形・破壊が起こったことは間違いなしと思われるが, 隕石の場合にはこれが地球に落下した際に衝撃変形を受けた可能性は一般に小さいと考えられる。それは本稿で取り上げる石質隕石[†]の重量が数キログラム以下の小さいものがほとんどで, 地球の厚い大気を通り抜けるまでに十分に減速されてしまい, 地表にぶつかった際に大きな衝撃圧が発生することはないからである。

従って, 地球の表面で発見される隕石が衝撃変形を受けたのは, 地球に落下する以前, 恐らくはその隕石がもとあった天体においてであろうと想像される。しかし, 隕鉄^{††}には地表に大きなクレーターを作るほど大きなものもあり, そうした隕鉄の内部には地球に衝突した際に発生した衝撃圧でできたと思われる高圧鉱物が発見されることもある。もちろんそのような場合にはクレーターの周囲の岩石にも衝撃変形が見られる場合が多い。

さてこれから, 先程列举した衝撃圧が鉱物結晶に及ぼす影響について特にカンラン石を中

[†] 石質隕石: 主としてケイ酸塩鉱物からなる隕石をいう。

^{††} 隕鉄: 主として, Fe, Ni 合金からなる隕石。

心として実例を交えながら一つ一つ詳しく見てみよう。

3.1 割 れ

まず結晶学的に特定されない不規則な面での割れを取り上げよう。第3図に示すのはブレナム隕石[†]中のカンラン石の偏光顕微鏡写真で多数のヒビ割れが入っているのが観察される。衝撃圧縮を受けた鉱物結晶には大きな衝撃圧を経験したものは当然であるが、小さな衝撃圧（だいたい数キロバール以下）しか経験しなかったものでも激しいヒビ割れが入っているのが共通した特徴である。結晶学的に特定されない不規則な面に入ったヒビ割れは衝撃波によって鉱物結晶が圧縮されてゆく過程で生ずるのではなく、むしろ衝撃（圧縮）波が通り過ぎて鉱物結晶が圧縮状態から解放される際に生ずるものと考えられる。実は鉱物結晶が圧縮状態から解放される際にも衝撃波を経験しているのであるが、これは圧力を解放させようとする、つまり引っ張りの応力を生ずる衝撃波なので衝撃稀薄波と呼ばれている。

カンラン石単結晶を用いた衝撃圧縮実験によれば、衝撃圧が高くなるにつれて結晶内のヒビ割れがだんだん目立たなくなり、特に 600 キロバール以上の高い衝撃圧を加えた試料ではほとんどヒビ割れが見られなくなったという報告もある⁷⁾。これは衝撃圧が高くなるにつれてヒビ割れによって分割される領域がどんどん小さくなってゆき、ついにはサブミクロンサイズのヒビ割れしか生じなくなり、偏光顕微鏡では結晶が波状消光はするもののヒビ割れの無い連続したものにに見えるからと考えられる。実際に電子顕微鏡を使って観察すると、高い衝撃圧を加えた試料ほどヒビ割れによって方位が少しずつ異なる結晶のドメインサイズが小さくなってゆくのがある。それに 600 キロバールを越えるよ

第3図 ブレナム隕石中のカンラン石の偏光顕微鏡写真(オープンニコル)。顕著な割れが観察されるが、割れは特定の指数を持つ面に入ったものではない。横幅 4.8 mm.

うな高い衝撃圧下では試料の温度が上昇して局部的には融点を越えるような高温に達し、生じたサブミクロンサイズのヒビ割れの一部は元通り回復してしまうことも考えられる⁷⁾。

次に結晶学的に特定の面にそった割れを取り上げよう。衝撃圧縮を受けた鉱物結晶を薄片にして偏光顕微鏡で観察すると、互いに平行で真直ぐに伸びた線状のものが見られることが多い。カンラン石、輝石、長石、石英、いずれの場合も、地球上のものに通常観察されるへき開面とは違った面に割れが生じているのが特徴である。例えば、カンラン石の場合、(010)面に弱いへき開が知られているだけであるが、衝撃圧縮を受けたカンラン石には{130}

[†] この隕石はパラサイトと呼ばれる小グループの隕石に分類される。パラサイトは鉄・ニッケル合金中に丸や角ばった形をしたセンチメートルサイズの巨大なカンラン石単結晶が浮んでいるという地球の岩石ではとても考えられないような特異な組織を示すことで有名である。

や {263} といった指数のへき開として通常考えられない面に割れが生じている場合が多い。(100), (010), (001) といった面に割れが生じている場合もあるが, 上記の2種類の面が特に顕著のようである。

第4図に示すのは [010] 方向から 170 キロバールの衝撃圧を加えたカンラン石単結晶の偏光顕微鏡写真である。{130} 面と (100) 面に生じたストレートな割れと不規則な割れの両方が見られる。

結晶学的に特定の面にそった割れは, 鉱物結晶が衝撃圧縮を受けた際に弾性的に歪みを支えられなくなって, ずり破壊を起こしたものと解釈できる。不規則な割れが主として圧力解放時に生じるのと対照的に, 鉱物結晶中の圧力が高まってゆく過程で生じるのがこの割れの特徴で, 不規則な割れが生じ始める衝撃圧よりも高い衝撃圧を必要とする。これはカンラン石などのケイ酸塩鉱物がもろい物質であるために, 衝撃圧縮によって生じた歪みを弾性的にはわずかしき支えることができず, 弾性歪みが一定限度に達すると容易にずり破壊を起こしてしまい, ずり破壊の起きた剪断面が規則的な割れを生ずるからである。

これについてはペリクレーズ(MgO)を試料とした実験がある⁸⁾。この歪みを弾性的に支えることのできる限界の圧力が, 先に述べたユゴニオ弾性限界 (HEL) に対応しているのである。

カンラン石の場合, ユゴニオ弾性限界の異方性は大きく, 最小が [010] 方向で 65 キロバール, 最大が [010] 方向の 123 キロバールと報告されている⁹⁾。衝撃圧を加えた方向によるずり破壊面の違いは, 筆者らの調べたところによると, [100] 方向から衝撃圧を加えたもので {130} 面と {263} 面, [010] 方向からのものだと {263} 面が主となるようである。等方的な物質を圧縮した場合, 最大主応力軸に対して 30° ぐらいの角度をなす面でずり破壊が起こるようであるが⁹⁾, カンラン石の場合も {130} 面や {263} 面は最大主応力軸 (衝撃圧縮方向) に対して 30° ぐらいの角度をなしている。なぜこの二つの面がずり破壊面となり易いのかについては, 結晶構造に関係する何らかのコントロールが働いているものと思われるが, 今のところ不明である。

第4図 [010] 方向から 170 kb の衝撃圧を加えたカンラン石の偏光顕微鏡写真 (オープンニコル). 写真の縦と横方向がそれぞれカンラン石の [100] 及び [010] 方向に対応する。{130} 面と (100) 面に発達したストレートな割れと不規則な割れの両方が観察される。横幅 0.6 mm.

3.2 双 晶

鉱物によって双晶を示すものと示さないものがあるが, これは結晶構造に由来していることは言うまでもない。カンラン石は双晶を示さないのに対して, 輝石や長石は双晶を示すことが普通である。ここでは衝撃圧縮に起因する双晶の例として輝石中のものを取り上げてみよう。一般に双晶の成因として結晶成長や変形が考えられるが, 同じ変形でも変形を生じた

時の歪み速度と、温度によって双晶を生ずる結晶面が異なることが知られている。

輝石をカルシウム含有量に応じて低カルシウム輝石と高カルシウム輝石の二つに分けて述べることにする。低カルシウム輝石は結晶構造の特徴上(100)面にしか双晶を起こさない。この双晶は(001)面をすべり面として[001]方向に部分転位が運動することによって生じるものであり、歪み速度が極端に大きい場合に起こる塑性変形の一つと考えられる。

高カルシウム輝石は(100)面と(001)面の両方に双晶を示すのが特徴である。特に(001)面に生ずる双晶は大きな歪み速度で、しかもあまり高くない温度条件で生ずることが知られており¹⁰⁾、衝撃変形に特有な組織と考えるとさしつかえない。

3.3 塑性変形

ここで塑性変形と呼んでいるのは結晶中を転位が運動することによって生じた変形のことである。歪み速度と温度条件の違いによって塑性変形を起こす原因となって運動した転位の種類は異なるのが普通である。カンラン石を例にとれば、地球の上部マントルのような高温でしかもごくゆっくりとした歪み速度で塑性変形が起こる場合にはパーガースベクトルが[100]方向の転位が主体となっているが、衝撃変形のような高歪み速度で起こる塑性変形は、{110}面及び(100)面を[001]方向に運動する転位によっているようである。

第5図に示すのはパラサイト隕石の一つであるやまと74044隕石中のカンラン石の偏光顕微鏡写真で、キンクバンドが生じているのが観察される。キンクバンドの生じている方向か

第5図 やまと74044隕石中のカンラン石の偏光顕微鏡写真(クロスニコル)。消光位置のずれたキンクバンドが観察される。横幅 1.5 mm。

第6図 [100]方向から490kbの衝撃圧を加えたカンラン石の偏光顕微鏡写真(クロスニコル)。この薄片は両面をダイヤモンドペーストで鏡面仕上げしてあるのだが、結晶の内部がモザイク化して消光位置はまだら模様をなしている。横幅 0.6 mm。

ら、この場合 [001] 方向にすべりが起こったことがわかる。

3.4 モザイク化

かなり高い衝撃圧を経験した鉱物結晶を偏光顕微鏡下で観察すると結晶内部がモザイク状に消光するのが見られる。こうした結晶のX線写真を撮ってみると回折スポットが広がって大きく弧を描いているのがわかる。

カンラン石の場合、衝撃圧が300 キロバールを越えたあたりからモザイク化が目立ち始め、500 キロバールに達した試料ではかなり顕著になってくる。第6図に示すのは[100]方向から490 キロバールの衝撃圧を加えたカンラン石単結晶の偏光顕微鏡写真である。モザイク化の顕著な試料を電子顕微鏡で観察すると、高密度の転位によるすべりと微小な割れが複合して、互いに回転したりねじれたりした数1000 オングストロームから数10 ミクロンの大きさの歪んだ結晶の集合体となっていることがわかる。

3.5 再結晶化

ここで再結晶化と呼んでいるのは一度融けて再結晶化するプロセスではなく、固体状態のまま再結晶化するプロセスをさしている。第7図に示すのはゴールパラ隕石[†]中のカンラン石の偏光顕微鏡写真である。もとあったミリメートルサイズのカンラン石単結晶は再結晶化を起こして微細な結晶の集合体に変化しているのがわかる。

カンラン石の場合、再結晶化が起こるのは500 キロバールを越える強い衝撃圧が加わった場合で激しく歪みの入った結晶が衝撃圧縮の際に発生した熱によって歪みのない新しい結晶に再結晶するものと考えられる。したがって衝撃圧縮後の熱履歴によってこの組織のでき方は大きく変わると考えられる。実際、実験的に同じ衝撃圧を加えても標的部分の冷却速度によって再結晶の進行の度合いは異なるようである。

3.6 高压相転移

衝撃超高压下において鉱物結晶がどのような構造状態にあるのかについては大変興味深いのであるが、実験的に直接その場観察するのはなかなか難しいのが現状である。しかし、試料の自由表面運動から求められた圧力-密度関係や回収試料の検討から、また静的超高压実験との比較から衝撃圧下の超高压相

第7図 ゴールパラ隕石中のカンラン石の偏光顕微鏡写真(クロスニコル)。もとの大きなカンラン石単結晶は小さな結晶の集合体に再結晶化している。横幅 0.6 mm。

[†] ゴールパラ隕石はユレイライトと呼ばれる石質隕石に分類される。ユレイライトはカンラン石とビジョン輝石からなる粗粒の岩石で、地球の上部マントル起源の岩石（ペリドタイト）によく似た岩石組織を示す。

第8図 シャゴッテイ隕石の偏光顕微鏡写真。横幅 0.6 mm.

- (a) 割れが目立つ灰色の結晶は単斜輝石で、白っぽい部分が非晶質化した斜長石である。オープンニコル。
- (b) クロスニコルで(a)と同じ部分を撮影したもので、斜長石は非晶質化しているために黒く見えている。

について類推がなされている。

衝撃圧を受けた天然の鉱物試料で高圧相が回収されたものとして、カンラン石の場合はスピネル構造の高圧相（リングウッドナイト）、低カルシウム輝石はガーネット構造の高圧相（メジョライト）、石英はコーサイトとスティショバイト、グラファイトはダイヤモンドとロンズデーライト（六方ダイヤモンド構造）などが知られている。長石の場合はホランドナイト構造の高圧相に相転移するものと考えられているが、圧力解放とともに非晶質化してしまうらしく、高圧相は天然においても実験室においても回収されていない。

衝撃圧下の相転移は複雑な構造を持つケイ酸塩鉱物の場合、単なるすべりではなく原子の再配列を要するために衝撃圧の持続時間や圧力解放後の熱履歴といったカイネティクスに依存する部分が大いようである。実際、人工的に衝撃超高圧を加えたカンラン石試料中にはスピネル構造の高圧相は発見されていない。

3.7 ガラス化

ガラス化（非晶質化）が起こる場合として二つのケースが考えられる。一つは融解したものがガラスとして急冷されたもの、もう一つは固体状態のまま非晶質化が起こり、再結晶化することなく急冷されたものである。衝撃圧下で高圧相の生じたものが圧力解放の際に非晶質化してしまう場合も後者に含めてよい。

鉱物結晶には融解急冷によりガラス化しやすいものとそうでないものがあるのはよく知られた通りであるが、衝撃圧縮による非晶質化も同様である。非晶質化した長石は衝撃圧縮を受けた隕石中に普通に見られるのに対して、カンラン石が非晶質化を起こした例は知られていない。

第8図に示すのはシャゴッティ隕石[†]の偏光顕微鏡写真で、クロスニコルにした際に黒く見えているのは非晶質化した斜長石である。一旦融解した後に非晶質体として固化したものには気泡が存在している場合が多い。しかし、この場合は気泡が全く見られないので固体状態のまま非晶質化を起こしたものと考えられる。

3.8 融解と蒸発

激しい衝撃圧を受けた試料は著しく温度が上昇して融解や蒸発という現象を容易に引き起こすことが想像できる。

第9図は南極で発見されたアランヒルズ77005隕石[†]の偏光顕微鏡写真である。この隕石には融解を起こした部分がパッチ状に存在しており、温度上昇は小さな隕石の内部でも均一ではなかったようである。

同じ圧力下では、より圧縮され易い鉱物は融解し易く⁴⁾、また岩石の場合は、空隙の多いもの程、圧力集中が起こって、溶ける部分を生ずるからである⁷⁾。

4. おわりに

衝撃圧と鉱物結晶の相互作用のうち、残留効果として偏光顕微鏡で観察できるものについて述べてきた。X線や電子顕微鏡を用いた研究も重要ではあるが、あくまで偏光顕微鏡による観察が基本であると考えて本稿ではその点に絞った。また、鉱物もカンラン石を中心にし、わずかな種類のものにしか触れなかった。他のさまざまな鉱物に関する結果をまとめたものとして文献¹²⁾があるので参照していただければ幸いである。

本稿で紹介した衝撃圧縮実験で回収されたカンラン石試料は共同研究者の東北大学金属材料研究所の庄野安彦教授に、隕石試料は国立極地研究所ならびに米国自然史博物館に使用を許可していただいたものである。心より感謝の意を表します。

[†] シャゴッティ隕石はシャゴッタイトと呼ばれる石質隕石に分類される。シャゴッタイトは単斜輝石と斜長石からなる中粒の岩石で、岩石学及び地球化学的研究から火星の岩石である可能性が高いとされている¹¹⁾。

^{††} この隕石は先程のシャゴッティ隕石と同じ種類の隕石である。カンラン石、単斜輝石、斜長石を含む中粒の岩石である。

第9図 アランヒルズ77005隕石の偏光顕微鏡写真(クロスニコル)。写真の下側に黒っぽく見えているのは、完全に融解を起こして全く新しく結晶化の起こっている部分である。この部分に接しているカンラン石結晶は、融解を起こしかけて再結晶化している。横幅1.5 mm。

文 献

- 1) R. G. McQueen, S. P. Marsh and J. N. Fritz : J. Geophys. Res. **72**, 4999 (1967).
- 2) T. J. Ahrens : J. Geophys. Res. **84**, 985 (1979).
- 3) D. Stöffler : Fortschr. Mineral. **49**, 50 (1972).
- 4) M. H. Rice, R. G. McQueen and J. M. Walsh : *Solid State Physics*, Ed. F. Seitz and D. Turnbull, Academic Press, **6**, 1 (1958).
- 5) Y. Syono, T. Goto, J. Sato and H. Takei : J. Geophys. Res. **86**, 6181 (1981).
- 6) J. F. Bauer : Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10 th, 2573 (1979),
- 7) C. A. Coulomb : Acad. Sci. Paris Mem. Math. Phys, **7**, 343 (1976).
- 8) U. Hornemann and W. F. Müller : Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. for 1971, 247 (1971).
- 9) D. E. Grady : *High-Pressure Research : Application in Geophysics*, Ed. M. H. Manghnani and S. Akimoto, Academic Press, 389 (1977).
- 10) C. A. Wood and L. D. Ashwal : Proc Lunar Planet. Sci. Conf. 12 th, 1359 (1981).
- 11) D. Stöffler : Fortschr. Mineral. **51**, 256 (1974).