

達することも、その逆も不可能である。

そこで最近では、太陽系のもとの原始物質から、いろいろ違ったコースを通つてさまざまな chondrite ができた、そのコースによつて、酸化・還元をうける程度や微量成分を失う程度が違つたのだと考えるようになった。

(3)Wood の説。原始太陽ができるときに、その外側に太陽に集まりそこなつた物質が残つた。太陽のフレアなどによる衝撃波をうけて、その物質は瞬間的に強熱され、一部分は融けて液滴となり、固まつたものが、chondrule である。融けなかつた部分は微粒子でありつづけた。やがて温度が下がり、その附近の O_2 や H_2O の作用をうける様になつたが、微粒子の方だけが選択的に酸化され、 H_2O の作用をもうけた。chondrule は大きいので、ほとんどそのまま残つた。この様なものが全部集つて chondrite をつくつた。こういう状態をそのまま保存しているのが、Renazzo とよばれる 1824 年落下の 1 隕石である。他のすべての chondrite は、その後さらに母天体の中で加熱され、再結晶してできた。そのために、たいていは、chondrule とそのまわりの物質とは化学平衡の状態に達した。

付記： これは 1966 年 1 月 12 日京大基研での話とほぼ同じ内容であるが、そのとき配布した印刷物となるべく重ならない様にした。なお、雑誌「科学」才 32 巻 5-6 号 (1962) の拙稿をもご参照いただければ幸である。

(附) 都城秋穂* 鉄-ニッケル系の金属相鉱物

Metal-phase minerals of the Fe-Ni system

I. ま え が き

鉄-ニッケル系の金属相鉱物は、地殻の中に出現することは比較的稀である。自然鉄が玄武岩の中に産出し、ニッケル鉄合金が蛇紋岩のなかに産出すること

* 東京大学理学部地質学教室

都 城 秋 穂

が、ときどき報告せられている。最近わが国の蛇紋岩からも、ニッケル鉄合金が発見せられた。これらの鉱物は、地殻内の還元状態のインディケーターとして興味が深い。

昔から、鉄-ニッケル系の金属相鉱物は、隕石の主成分として知られている。ことに、鉄隕石（隕鉄）は、ほとんどこの鉱物だけからできている。

鉄-ニッケル系の合金や、それにクロム、炭素などを加えたものは、特殊鋼であつて、構造材料・物理的器具材料・通信磁気材料などとして、広く実用に供されている。そこで、これまでに多くの金属学者が、その相関係や性質を研究している。金属学者のなかには、この合金の性質を理解する助けにしようと思つて、鉄隕石の研究を行なつた人も少なくない。

この系の鉱物あるいは合金の研究は、物理学・化学・金属学・地質学・鉱物学などの極めて多方面のさまざまな出版物に発表されている。そのために、研究の現状の全体を見わたすことは容易ではない。最近隕石の研究が世界的に急に盛んになりつつあるにもかかわらず、この系の鉱物の研究についての総合的な展望は現われていないようである。地質鉱物学にとつても、この系の鉱物は酸化還元問題に関連して重要であるから、ここに研究の現状を展望してみよう。

II. 鉄-ニッケル系の相の安定関係

純粋な鉄には α 相（体心立方）、 r 相（面心立方）、 δ 相（体心立方）という三つの結晶相がある。 α 相は 910°C 以下で安定、 r 相は $910^{\circ}\sim 1400^{\circ}\text{C}$ の間で安定、 δ 相は $1400\sim 1539^{\circ}\text{C}$ の間で安定で、 1539° で融解する。（ α 相は 770° 以下では強磁性であるが、それ以上の温度になつて強磁性を失つても、原子の配列が変化するわけではない） α 、 r 、 δ の三相は、ニッケルが入つて固溶体になつても存続し、同じ名前でよばれている。

Fe-Ni 系の相関係の研究は、終始、実験の結果と隕石の性質の説明とを中心にして進んできた。隕石のなかの鉱物として現われた場合には、 α 相のことを kamacite とよび、 r 相のことを taenite とよぶ（表1）。そのほかに plessite とよばれるものがあつて、これは微粒の kamacite と taenite との集合である。kamacite と taenite との関係を固相の相転移として説明しようとする試みを始めて行つたのは、Osmond と Cartaud (1904) であ

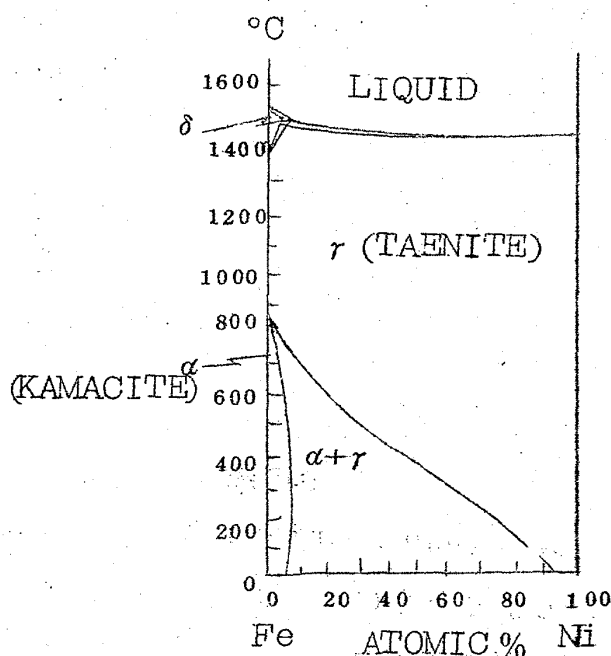
才1表 Fe-Ni 系の相の名称の対照表

化学名	金属学上の名称	隕石鉱物としての名称	地球上の鉱物としての名称
α 相	Ferrite	Kamacite	Native iron, Ferrite
r 相	Austenite	Taenite	Native nikel-iron Awaruite, Josephinite, Souesite
α_2 相	Martensite	(Metakamacite)	

注意 Fe-Ni 系の相の各々に対して、様々の立場からいろいろな名称が与えられていてわかり難いので、ここに対照表を示す。Metakamacite という名称は Owen (1940) が提案したが、まだ一般には使われていない。Plessite は微粒の kamacite と taenite との集合物である。

つた。彼らは plessite を eutectoid (共析晶、すなわち固溶体から同時に析出する二種またはそれ以上の結晶の混合体) だと考えたので、その考えに合うような状態図を提案した。Fe-Ni 系に eutectoid があるという考えはその後長い間多くの研究者によつて支持されていたが 1930 年代になつて eutectoid は存在しないことが明らかになり、従来の考えは誤りであると一般に考えられるようになった。

才1図に現在正しいと考えられている相図を示す。1436°C、約 68wt.% Ni のところに最低融点がある。 r 相の固



才1図 Fe-Ni系の平衡状態図 (1気圧)

1000°C以上の部分は Sachs (1948) により、1000°C~300°Cの間の部分は Owen と Liu (1949) により、300°C以下の部分は Kaufman と Cohen (1956) の計算による。(FeとNiとは原子量が似ているので、組成を原子%で表わしても重量%で表わしても、その違いは1.3%以下である)

都城秋穂

溶体は純粋な Fe から純粋な Ni にまで及んでいるが、 α 相と δ 相は Fe の多い化学組成の部分にだけ限られている。金属学者は、 α 相を ferrite, r 相を austenite とよぶことがある。(才 1 表)

従来、 α 相と r 相との間の相関係がことに熱心に研究されている。これについてもさまざまに異なる結果が発表されているが、今日一般に正しいと考えられているのは、Owen と Liu (1949) が実験的に X 線で相を決定して求めた平衡曲線である。その値を才 2 表に示す。300°C 以下の低温では、拡散速度が小さくなるので平衡関係を実験的に実現できない。

才 2 表 Fe-Ni 系平衡図の共存する α 相と r 相の組成の関係

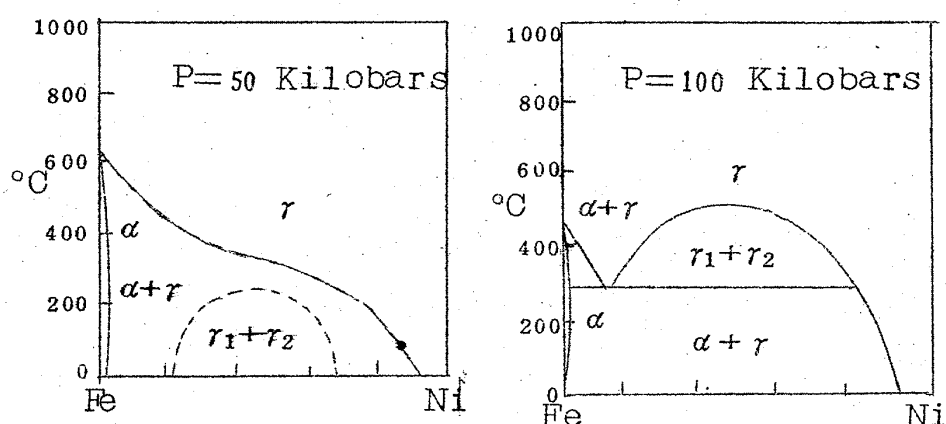
温度 (°C)	α 相	r 相
800	1.2% Ni	3.8% Ni
700	2.5	9.4
600	3.7	17.3
550	4.4	22.2
500	5.0	27.5
450	5.7	34.3
400	6.3	41.5
350	6.9	48.5
300	7.5	56.0

注意： α 相、 r 相の組成は原子% Ni で表してある。

Fe-Ni 系の合金の熱化学的性質については Kubaschewski と von Goldbeck (1949), Oriani (1953), Kaufman と Cohen (1956) などが研究している。これらによつて、 α 相と r 相との自由エネルギーが計算され、 α 相と r 相の間の平衡曲線が計算されたが、それは Owen と Liu (1949) が実験的に求めた結果とみごとに一致した。さらに、Owen と Liu が求められなかつた 300°C 以下の低温における平衡関係も Kaufman と Cohen によつて計算されたがそれによつて α 相の組成の範囲は低温では甚しく小さくなることがわかつた。

以上の研究はもちろん 1 気圧の下で行なわれたものである。しかし自由エネルギーがわかつているので、高圧における平衡関係を容易に計算することができる。そこで、隕石のなかの Fe-Ni 系合金の相関係は、高圧における平衡関

係によつてうまく説明できるのではないかという期待をもつて、RingwoodとKaufman (1962) は約5万気圧および10万気圧における相図を計算によつて求めた。その結果を才2図に示す。高圧の下では $r \rightarrow \alpha$ 転移曲線がずっと低い温度に下り、また10万気圧では r 相に不混和現象が起ることがわかつた。彼らは鉄隕石のなかの鉄＝ニッケル合金の性質は5気圧の下の相図によつて最もよく説明できると考えた。



才2図 Fe-Ni 系の高圧における固相平衡状態図
Ringwood と Kaufman (1962) の計算による。

なお FeNi_3 に近い組成の r 相合金は、ゆるやかに冷却すれば約 600°C 以下の低温で超格子をつくる性質がある。この組成に近い合金である permalloy は透磁率が鉄の30倍を超える異常な性質をもっている。熱膨脹係数が特に小さいので有名な invar は30% Ni を含む r 相合金である。

Ⅲ. 各 相 の 性 質

(1) α 相すなわち Kamacite

α 相は体心立方格子で、空間群は $\text{Im}\bar{3}\text{m}(\text{O}_h^9)$ である。純粋な Fe よりなる α 相の格子定数は $a = 2.8664\text{\AA}$ (25°C) である (National Bureau of Standards, 1953 b). Owen と Burns (1939) は、 $a = 2.8605\text{kX}$ ($=2.8663\text{\AA}$) としている (15°C). これに Ni が入つて固溶体をつくると、格子定数は直線的に大きくなる。Owen と Burns によると、5.9 原子% Ni (6.2 重量% Ni) で $a = 2.8628\text{kX}$ ($=2.8686\text{\AA}$) になる。鉄隕石の kamacite では、これが最大の値であつて、金属相全体の Ni 含有量がこれ以上増加しても、それは

taenite を生ずるだけであつて、kamacite の Ni 含有量を増加させない。

Kamacite は立方体の面 (001) に平行な劈開をもっている。また任意の方向に表面を磨いて酸で腐食すると、細かな平行線がみえる。これを Neuman lines といい、それは (112) を接合面とする集片双晶のあらわれである。

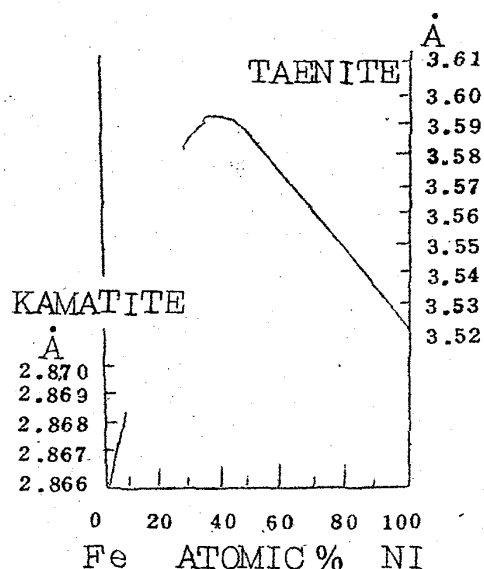
(2) r 相すなわち taenite とその転移

r 相は面心立方格子で、空間群は $Fm\bar{3}m(O_h^5)$ である。純粋な Ni よりなる r 相の格子定数は $a=3.5238\text{\AA}$ (25°C) である (National Bureau of Standards, 1953a). Owen と Sully (1941) は、 $a=3.5171\text{kX}$ ($=3.5242\text{\AA}$) としている (15°C)。これに Fe が入つて固溶体をつくると、格子定数は $\text{Fe}_{50}\text{Ni}_{50}$ くらいまで直線的に大きくなり、38.6 原子% Ni のあたりで極大値 3.5889kX ($=3.5961\text{\AA}$) に達する。それ以上 Fe が増加すると、こんどは格子定数は小さくなる。その関係を才 3 表と才 3 図に示す。これは $500^\circ\text{--}800^\circ\text{C}$ に長時間保つて焼きなまし、次に氷水に入れて急冷した試料の値である。急冷が十分でないと $\pm 0.001\text{\AA}$ くらいの違いがでてくる。次に組成と室温における相の関係をみよう。

才 3 表 Taenite の組成と格子定数

原子% Ni	$a(\text{kX})$	$a(\text{\AA})$
100.00	3.5171	3.5242
82.13	3.5378	3.5449
62.66	3.5626	3.5698
44.26	3.5859	3.5931
39.46	3.5887	3.5959
37.24	3.5886	3.5958
33.34	3.5847	3.5919
32.48	3.5833	3.5905
27.12	3.5743	3.5815

注意：これは Owen と Sully (1941) の測定値 (15°C) の一部と、それを $\text{\AA}$ に換算したものである。



才3図 Kamacite および taenite の化学組成と格子定数（室温）との関係

Kamacite は Owen と Burns (1939) により、taenite は Owen と Sully (1941) による。Ni 含有量が 27% 以下の taenite は、室温では kamacite に転移するか、kamacite と taenite に分解するか、または α_2 相に転移するので、格子定数が測定できない。

とは、相図（才1図）の示すごとくである。しかし急冷すると、 α_2 相 (martensite または metakamacite とよぶ) という相に転移する。これは α 相と同じく体心立方格子であるが、甚しく歪んだ不安定相であつて、そのもとになつた r 相と同じ組成のものを生ずる（安定な α 相を生ずるときは、もとの r 相よりもずつと Ni 含有量の少ないものになる点が違う）。

[v] Ni 含有量 6% 以下だと、室温では一般に α 相だけからできている。

高温で一様な r 相であつた結晶が徐冷されて、そのなかから α 相が析出する場合には、それはもとの r 相の結晶の八面体方向の面 (111) にそつて選択的に析出して薄板をつくる。そこでこれを任意の面で切つて研磨してみると、 α 相の縞 (bands) が幾つかの方向に平行に走つて、特異な寄木細工状の模様を呈する。多くの場合 α 相の (110) が r 相の (111) に平行である。この α 相

[i] Ni 含有量が 50% 以上の合金は実際上いつでも r 相である。この組成範囲では α 相への転移はあまり低温になるので速度が遅くて、実際上起らない。

[ii] Ni 含有量が 30-50% の範囲内の合金は、急冷しても徐冷しても一般に r 相である。しかし 350°C くらいに十分長時間保てば、 α 相と r 相とに分解することもできる。

[iii] Ni 含有量が 24-30% くらいの合金は、高温の r 相の状態が室温でも保たれていることもあるが、 α 相と r 相に分解していることもある。(Ni 含有量 28-30% くらいの組成の r 相は、室温でも不感磁性である)

[iv] Ni 含有量が 6-24% くらいの合金は、高温では r 相であるが、徐冷すれば α 相と r 相に分解すること

の縞の縁には薄く γ 相が附着している。そして、この合成縞の間にはさまれる三角形または平行四辺形などの部分は plessite (すなわち kamacite と taenite との微細な集合) からできている。このような構造を Widmanstätten structure とよび、鉄隕石にしばしばみられる。この構造は人工的にも Fe-Ni 合金に容易につくられる。しかし、鉄隕石では一般に肉眼でよくみえる程度の大きさの縞をもつ構造であるが、人工的に作られたものは顕微鏡的な大きさである。

IV. 隕石のなかの kamacite, taenite, martensite

(1) Kamacite と taenite の化学組成

隕石のなかの kamacite と taenite の化学組成を別々に求めるためには、それを稀硫酸に浸した場合に前者の方が後者よりもはるかに溶解容易ことを利用して分離することが行なわれている。Nichiporuk (1958) はこの方法によつて 8 個の鉄隕石について kamacite と taenite の組成を求めた。Kamacite だけを含む鉄隕石では、kamacite の Ni 含有量は約 5 重量%であつた。Kamacite と taenite と両方含む鉄隕石では、kamacite の Ni 含有量は 3.3-5.8 重量%、taenite のそれは 31-54 重量%であつた。前に書いたように Owen と Burns (1939) が鉄隕石のなかの kamacite の Ni 含有量の最高値を 6.2 重量%としているのは、上記のデータとほぼ調和している。

近年 electron-probe microanalyzer が発明されて隕石の研究にも用いられ始め、大いに偉力を発揮している (Agrell と Long, 1959; Feller と Uhlig, 1961)。この方法だと 1μ という小さな範囲の化学組成を決定できるので、隕石内の個々の結晶の組成だけでなく、1 個の結晶内の組成の不均一性をも容易に知ることができる。Kamacite と taenite と両方を含んで Widmanstätten structure を呈する鉄隕石 (後述の八面体性鉄隕石) についての測定結果をみると、kamacite の Ni 含有量は約 6.0-7.5 重量%くらいの範囲に入る。ところが、taenite の Ni 含有量はもつと変化の範囲が広く、ある鉄隕石では 16-30 重量%にわたり、ある鉄隕石では 20-42% にたり、他の鉄隕石では 31-34% にわたるといふような具合である。特に重要なことは、taenite の Ni 含有量は、kamacite に接する接触面のところで急

激に増加して最大値に達していることである。Plessite の全体としての Ni 含有量は一般に 12-25 % くらいの範囲内である。そのほかに、磁気分析によつて kamacite や taenite の組成を決めることも行なわれている (Lovering と Parry, 1962)。

次に石質隕石についてみると、そのなかの球粒隕石 (chondrites) は一般に数% -25 % くらいの量に達する金属相を含んでいて、その金属相も kamacite, taenite, plessite などからできている。しかし信頼できるデータは極めて少ない。Ringwood (1961a) は多数の球粒隕石の kamacite と taenite について格子定数の測定を行い、それから化学組成を推定しようとした。その結果によると、kamacite は $a=2.862-2.869\text{\AA}$ の範囲内に入るが、そのなかで比較的はつきりした反射を与えるものについてみると $a=2.868-2.869\text{\AA}$ くらいで、5-6 % Ni くらいの組成にあたる。Taenite の方法は $a=3.567-3.590\text{\AA}$ の範囲に入るが、その多くは $3.58\text{\AA}$ 前後である。才3図に示したように、taenite の組成は格子定数の一価函数ではないから、これから組成を直ちに知ることはできないが、Ringwood はさらに補助的な仮定を設けて推定し、46-65 % Ni だと考えた。

最近 Fredricksson など (1963) が Pantar という球粒隕石のなかの鉱物を electron-probe microanalyzer で測定した結果をみると、kamacite の Ni 含有量は 6.6 % であるが、taenite のそれは 34.3 % であつて Ringwood の推定した範囲とは合わないようである。

(2) 少量成分

Kamacite や taenite の主成分は Fe と Ni であるが、そのほかにさまざまな少重成分が含まれている。そのなかでも、たいてい 0.4-0.9 % くらい含まれているのは Co である。

最近注意をひいた発見の一つは、enstatic-chondrite という強い還元作用を受けた石質隕石のなかの金属相が、かなりたくさんの Si を含んでいるということである。(Ringwood, 1961b)。この金属相は kamacite であるが、約 2 - 6 原子% 程度の Si を固溶体として含んでいて、そのため格子定数がふつうの kamacite のそれよりもずっと小さくなっている。これは、強い還元条件のために Fe, Ni, Co などの外に Si まで一部還元されて金属相に入るよ

都城秋穂

うになつたのである。

(3) α_2 相すなわち martensite

Ni 含有量が 6-24 % くらいの Fe-Ni 合金を急冷すると α_2 相とよばれる不安定相を生ずることは、前にちよつと述べた。この α_2 相は、鉄隕石のなかでも比較的稀な Ni-rich ataxite とよばれる種類のもののなかに、しばしば主成分の一つとして現われる (Owen and Burns, 1939)。これを 350°-500°C くらいの温度で焼きなますと、kamacite と taenite の微粒の集合である plessite になる。隕石のなかの α_2 相も、やはり急冷によつてできたものであつて、それが後に太陽にでも接近して焼きなまされると plessite 化すると考えられる。

(4) 隕石のなかの金属相の総化学組成

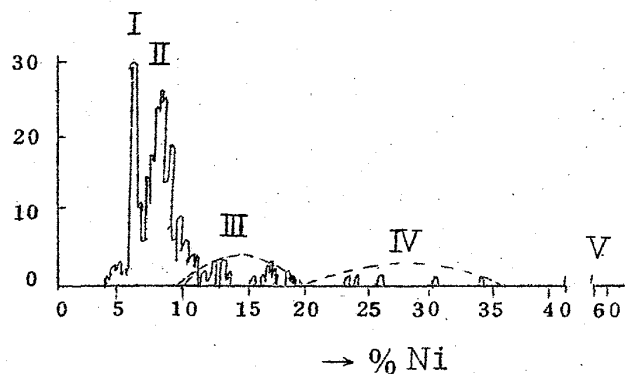
このように隕石のなかには kamacite, taenite, plessite, α_2 相などがいろいろな組合せで含まれているが、それらの金属相全体の総化学組成を知るために、極めて多数の化学分析が行なわれている。

それをみると、鉄隕石の金属相の Ni 含有量は 4-62 % の範囲に及んでいる。しかし鉄隕石の大部分は、Ni 含有量 5-20 % の範囲内に入つていて、ことに 35 % を超えるものは極めて稀である。

Yavnel (1960) は 化学分析の発表されている 377 個の鉄隕石を、Ni 含有量 0.2 % ごとの範囲に分けて、その範囲の各々に入る鉄隕石の個数をしらべた。こうして Ni 含有量とそれをもつ鉄隕石の出現頻度との関係を示す図表 (才 4 図) をつくつた。この図をみると、鉄隕石の出現頻度曲線は、Ni 含有量の幾つかの値のところに極大をもっているようである。Yavnel は、鉄隕石が成因的に 5 つの群 (才 4 図の I - V) に分かれていて、図にみられるようにそれぞれの群は異なつた Ni 含有量のところに極大頻度をもっていると考えた。

Brown と Patterson (1947) は、すべての鉄隕石の金属相の平均組成を計算して、Fe 90.78, Ni 8.59, Co 0.63 重量% という結果をえた。

次に石質隕石のなかの金属相の総化学組成であるが、一般に無球粒隕石 (achondrites) は金属相に乏しく、金属相の Ni 含有量はさまざまらしいが、良いデータは少ない。球粒隕石のなかの金属相の総化学組成については、有名な Prior の法則が成立つ (Prior 1916, 1920)。すなわち、球粒隕石



才4図 鉄隕石のNi含有量と出現頻度の関係
縦軸はNi含有量の0.2%の範囲に入る鉄隕石の個数を表わす。Yavnel (1960)による。

にもいろいろなものがあるが、それらに含まれているケイ酸塩鉱物 $\text{FeO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ という比の値の大きさの順序にならべてみると、この比が大きくなるにしたがって金属相の量が減り、そしてその金属相のなかのNiの含有量が増す傾向がある。無球粒隕石のケイ酸塩鉱物（橄欖石・輝石など）のその比（分子比）の値の範囲は0.0-0.4くらいであつて、金属相のNi含有量の範囲は4-50原子%くらいである。Priorの法則は、球粒隕石の鉱物学的な多様性が主として酸化還元の程度の違いから生じていることを示すものである（この点については、たとえば都城（1962）を参照せられたい）。

BrownとPatterson (1947)は、すべての石質隕石のなかの金属相の平均組成として、Fe 88.58, Ni 10.69, Co 0.71重量%という結果をえた。

(5) 鉄隕石の金属相の総化学組成と構造型の関係

Fe-Ni合金の性質はそのNi含有量とともに規則正しく変化する。そこで鉄隕石の性質は、そのNi含有量に応じて規則正しく変化する。

Ni含有量が4-6%くらいの範囲の鉄隕石はkamacite だけからできている。Kamaciteには六面体（立方体）方向に劈開があつて割れ易いので、この種の鉄隕石を六面体性鉄隕石（hexahedrites）という。それは粗粒のkamaciteの結晶の集合であることもあるが、100kg 近くもある塊りがただ1個の結晶であることもある。研磨面にはNeumann lines がみえる。これと同じような化学組成の鉄隕石がごく細粒のkamaciteの集合からできている場合

都城秋穂

には、六面体方向にも割れず、Neumann linesもみえ難い。そのような鉄隕石をNiに乏しい無構造隕石 (Ni-poor ataxites) という。

Ni含有量が6-13%くらいの範囲の鉄隕石は一般にkamaciteとtaeniteと両方を含んでいる。研磨面にはWidmanstätten structureが見られる。この構造をつくっているkamaciteの薄板は八面体方向に平行に並んでいるので、このような鉄隕石を八面体性鉄隕石 (octahedrites) という。一般にNi含有量の多いものほどtaeniteの割合が多く、Widmanstätten structureの縞模様が細かい。

Ni含有量が13%を超える鉄隕石は、Neumann linesもWidmanstätten structureも示さない。このような鉄隕石をNiに富む無構造隕石 (Ni-rich ataxites) という。それは、plessiteよりなることもあり、 α_2 相からなることもあり、両者の混っていることもある (OwenとBurns, 1939)。

これらの鉄隕石が落ちてくる割合は、個数でいつても、重さの合計でいつても、八面体性鉄隕石が圧倒的に多い。鉄隕石1個の大きさは、Ni含有量の多いものほど大きい傾向がある (Lovering, 1957)。

Lovering (1957)は、これらの鉄隕石は元来ある天体の内部のFe-Ni核をつくっていたものであると考え、その核内の結晶分化作用によつて鉄隕石の化学組成の多様さと、その量の割合を説明した。

V. 地球上で生成した鉄-ニッケル系の鉱物

地球上で生成したNi-Fe系の鉱物も、 α 相と γ 相に大きく二分される。そしてそれらは、化学組成も産出状態も異なっている。

(1) α 相すなわち自然鉄

これは主としてFeよりなり、Ni含有量は7%以下である。産出は極めて稀で、一般に玄武岩のなかに見出される。

自然鉄を含む玄武岩として昔から有名なのは、グリーンランド西岸のDisko島のものである。ここでは自然鉄は大小さまざまな塊をなし、時には20トンに達する大塊をなしていることもある。この玄武岩は石炭を含むオーストラリア層を貫いているので、石炭と反応して還元されて生じたものかもしれない。その自然鉄の塊りは、cementite (Fe_3C)、pearlite (自然鉄とcementiteとの

eutectoid), troilite (FeS), schreibersite ($(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$)などを伴っている (Löfquist と Benedicks, 1940, 1941)。このグリーンランドの玄武岩については、たとえば Doelter と Leitmeier (1926)によつて詳細な総括が行なわれているから参照せられたい。

自然鉄の生成の原因がもつとよくわかるのは、先年 Searle (1958)がニュージーランドの Mt. Wellington の玄武岩流で見出した例である。この玄武岩は熔岩樹型をつくっている。そしてその熔岩樹研をつくっている玄武岩のなかに自然鉄が生じている。これは、木が加熱されて発する炭化水素や炭素によつて還元が行なわれて生じたものであろう。

(2) r相すなわち自然ニッケル鉄

これは自然ニッケル鉄 (native nickel-iron) とよばれるほかに、awaruite, josephinite, souesite などの鉱物名でよばれることもある。世界のあちこちの超基性岩の中に、微細な粒として、ごく微量ながら案外広く分布しているらしい。Ni 含有量は少なくとも大部分の場合は 67-77重量%の範囲内に入る。わが国では最近、坂野・兼平・橋本 (印刷中)によつて高知市の超基性岩から発見された。

昔はこの鉱物は橄欖岩のなかの一次的な火成鉱物だと考えられていた。しかし Ramdohr (1950) は、そうではなくてもつと低温で二次的にできた鉱物であることを指摘した。

Nickel (1959)は、カナダ東部の Quebec 州の蛇紋岩のなかに自然ニッケル鉄の微粒が広く含まれていることを見出した。もとの橄欖岩のなかの橄欖石や斜方輝石が残っている場合には、そのなかには含まれないで、後にできた蛇紋石の部分にだけ含まれているところからみても、明らかに蛇紋岩化作用によつてできたものである。もとの橄欖石や輝石は約 0.2%の Ni を固溶体として含んでいたが、蛇紋岩化のときにその半分は放出されて自然ニッケル鉄となり、残りの半分だけが蛇紋岩に含まれるようになったらしい。

自然ニッケル鉄を生ずるためには、かなり強い還元性の条件が必要である。この問題については、他の論文で論ずる予定である。

(3) 砂礫や堆積岩のなかの産出について

自然ニッケル鉄は、しばしば砂礫のなかから発見されている。それらがすべ

都城秋穂

て同じようなものであるか否か明らかではないが、少なくともあるものは、近くの蛇紋岩のなかに含まれていたニッケル鉄が運ばれてきたものらしい。

Awaruite という名称は、ニュージーランドの Awarua 湾にそそぐ Gorge 川の砂金にまじつて発見されたニッケル鉄に対して与えられたものである。

自然鉄も堆積岩のなかから報告されている例が少なくない。たとえば、ロシアの Komi 自治共和国の Sysol 川流域のジュラ紀層や Timan 山脈のデヴオン紀層から自然鉄が見出されている。これらは植物性有機物の還元作用でできたのだらうといわれている (Prebrazhensky, 1940, 1944)。

引用文献

- Agrell, S. O., and J. V. P. Long (1959), The application of the scanning X-ray microanalyser to mineralogy, Proc. 2nd Internat. Symposium X-ray microanalysis, Stockholm, 391~400.
- Banno, S., K. Kanehira and M. Hashimoto (in press), Notes on rock-forming minerals, (28) Finding of awaruite (native nickel-iron) from serpentinite in the City of Koti, Sikoku, Jour. Geol. Soc. Japan.
- Brown, H., and C. Patterson (1947), The composition of meteoritic matter. II, Jour. Geol., 55, 508~510.
- Doelter, C., and H. Leitmeier (1926), Handbuch der Mineralchemie, III-2, 767~809. Verlag von Theodor Steinkopff, Dresden und Leipzig.
- Feller, M., and H. H. Uhlig (1961), Nickel analyses of metallic meteorites by the electron-probe microanalyzer, Geochim. Cosmochim. Acta, 21, 257~265.
- Fredriksson, K., and K. Keil (1963), The genesis of the light-dark structure in the Pantar and Kapoeta stone meteorites, Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 717~739.
- Kaufman, L., and M. Cohen (1956), The martensitic transfor-

- mation in the iron-nickel system, Jour. Metals, 8, 1393~1401.
- Kubaschewski, O., and O. von Goldbeck (1949), The thermodynamics of the iron-nickel alloys, Trans. Faraday Soc., 45, 948~960.
- Löfquist, H., and C. Benedicks (1940), Det stora Nordenskiöldska järnblocket från Oyifak, dess mikrografi och metallurgi, Mineral. Abstr., 8, 312.
- and —— (1941), Det stora Nordenskiöldska järnblocket från Oyifak: mikrostruktur och bildiningssätt, Mineral. Abstr., 8, 312.
- Lovering, J. F. (1957), Differentiation in the iron-nickel core of a parent meteorite body, Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 238~252.
- and L. G. Parry (1962), Thermomagnetic analysis of co-existing nickel-iron metal phases in iron meteorites and the thermal histories of the meteorites, Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 361~382.
- 都城秋穂 (1962), 隕石と地球、I 隕石の成因、科学、32, 229~235.
- National Bureau of Standards (1953a), Standard X-ray diffraction powder patterns, Circular 539, 1.
- (1953b), Standard X-ray diffraction powder patterns, Circular 539, 4.
- Nichiporuk, W. (1958), Variations in the content of nickel, gallium, germanium, cobalt, copper and chromium in the kamacite and taenite phases of iron meteorites, Geochim. Cosmochim. Acta, 13, 233~247.
- Nickel, E. (1959), The occurrence of native nickel-iron in the serpentine rock of the Eastern Townships of Quebec Province, Canada. Mineral., 6, 307~319.

- Diari, R. A (1953) , Thermodynamic activities in iron-nickel alloys, *Acta Metallurgica*, 1, 448~454.
- Osmond, F., and G. Cartaud (1904) , Sur les fers météoritiques, *Rev. Métall.*, 1, 69~79.
- Owen, E. A. (1940) , The structure of meteoritic iron, *Phil. Mag.*, ser. 7, 29, 553~567.
- and B. D. Bufrns (1939) , X-ray study of some meteoritic irons. *Phil. Mag.*, ser. 7, 28, 497~519.
- and Y. H. Liu (1949) , Further X-ray study of the equilibrium diagram of the iron-nickel system, *Jour. Iron and Steel Institute*, 163, 132~137.
- and A. H. Sully (1941) , On the migration of atoms in iron-nickel alloys, *Phil. Mag.*, ser. 7, 31, 314~338.
- Preobrazhensky, I. A. (1940) , Native iron of the Timan, *Mineral. Abstr.*, 8, 142.
- (1944) , Native iron in the Komi ASSR, *Mineral. Abstr.* 9, 121.
- Prior, G. T. (1916) , On the genetic relationship and classification of meteorites, *Mineral. Mag.*, 18, 26~44.
- (1920) , The classification of meteorites, *Mineral. Mag.*, 19, 51~63.
- Ramdohr, P. (1950) , Über Josephinit, Awaruit, Souesit, ihre Eigenschaften, Entstehung und Paragenesis, *Mineral. Mag.*, 29, 374~394.
- Ringwood, A. E. (1961a) , Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24, 159~197.
- (1961b) , Silicon in the metal phase of enstatite chondrites and some geochemical implications, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 25, 1~13.
- and L. Kaufman (1962) , The influence of high pressure

on transformation equilibria in iron meteorites, Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 999~1009.

Sachs, G. (1948) , Fe-Ni. Metals Handbook, 1948 edition (edited by T. Lyman) , Amer. Soc. Metals, Cleveland, Ohio, 1211~1212.

Searle, E. J. (1958) , A note on the formation of native iron and other effects associated with contact of basalt and carbonized wood at Auckland, New Zealand. N. Z. Jour. Geol. Geophys ., 1, 451~458.

Yavned, A. A. (1960) Classification of meteorites according to their chemical composition, Internat. Geology Review, 2, 380~396.