

日本地質学会関西支部報

—No. 40—

1960年6月1日発行

京都市左京区北白川追分町京都大学理学部地質学鉱物学教室内
日本地質学会関西支部

講演要旨

鉱物の構造に関する2・3の問題

(11月22日例会特別講演)

梅垣嘉治(広島大学)

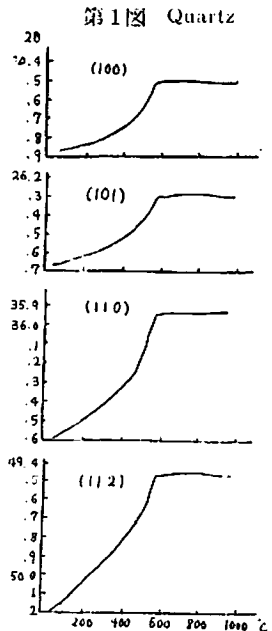
鉱物の内部構造を仔細に検討するには、一般にX線・電子線・中性子線などによる回折や赤外吸収を利用する方法のほか熱分析・電気的磁気的性質などの物性測定による方法などがそれぞれ有効であることは周知の通りである。特に結晶度の低い鉱物に関しては、しばしば加熱試料の示す諸現象を構造変化の反映と見なして種々の推論が樹てられているが、このような場合、個々の構造と対応して赤外部に現われる吸収をも併せて考慮することも実用価値がある。従来は試料を加熱してその構造変化を追求する際、通常試料を所定温度に一定時間加熱した後一たん常温に戻したのものについての構造解析が行われて来た。さきに Berman (1955) がメタミクト鉱物を加熱し結晶化させたものについて得たX線のデータや最近 Stubičan (1959) が加熱後のカオリン系鉱物に関して与えた赤外吸収曲線の解析結果などは全くこの部類に属するもので、当然予見される構造変化の可逆性、非可逆性を等閑に付している。この意味において示差熱分析は加熱中に現われる試料の構造変化を連続的に追跡する唯一の手段であるが、これも類似鉱物を判別する迅速簡便な方法として実用的ではあっても、その結果は必ずしも構造変化そのものを直示せず、また加熱速度の適否、実験の再現性、精度などの点で若干の疑問を残している。ただ Bassett および Lapham 等 (1957) の実験では Quartz を毎分10°の昇温率で加熱しながら特定の d を中心として小角範囲 ($2\theta=1^\circ\sim 1.5^\circ$) でGM管を往復させて、回折X線の位置および強度変化を連続的に追跡し、low-high 転移に関する限り従来のような方法よりもはるかに明確に捉えているが、Tridymite その他の modification については成功していない。この際採られた加熱速度は Quartz の場合には適切で

あったかも知れないが、試料の熱容量・構造の安定度などを勘案すると、D. T. A. におけると同様、果してすべての鉱物に適用できるかどうか一応吟味の要があろう。上記の諸条件を充分念頭におきながら、ここでは数種の鉱物に関して加熱中の試料の構造変化をX線的に連続測定し、また一部赤外分光によって得た結果を報告する。用いた装置は島津製加熱式自記X線装置と Hilger H-800型赤外分光器であった。

1. X線によるもの

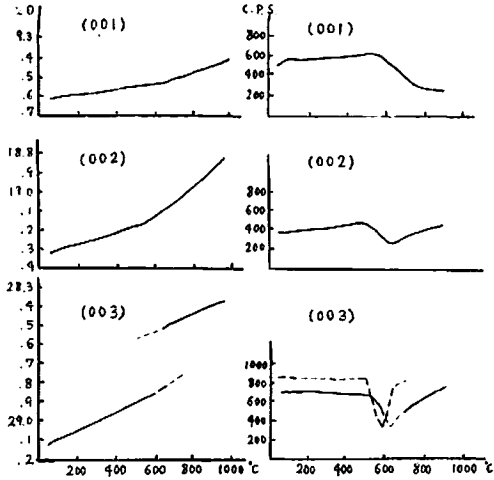
a) Quartz (第1図)

毎分5~10°Cの昇温率で加熱した場合、各温度(一般に50°Cおき、特殊の部分では25°Cおき)で1時間乃至数時間保ちながら加熱した場合、高温より低温へ徐冷した場合、 d の変化は575°Cまではほとんど完全に同一の経過を辿り、この温度よりも高温側ではほぼ一定となって、high Quartz → Tridymite の変態は認められなかった。ただし Thorogummite の加熱実験(別表に示す)において d の indicator として約20%混入させた Quartz の(101)の強度は約600°と850°の2個所で顕著な極大帯を現わした。後者は Tridymite への転移を暗示するが、Quartz のみの純粋試料では認められない点など更に詳細な検討の要がある。



b) Pyrophyllite (第2図)

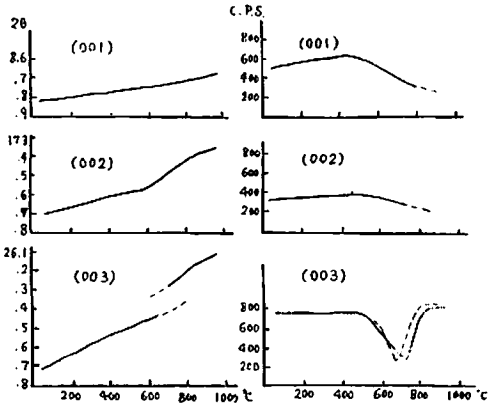
主構造に対応する d は約 1000 \AA まで連続的に膨張するが、(003) では 600 $^\circ$ 近傍で新しい d が出現し、爾後新旧両型が共存しつつ、旧型は 700 $^\circ$ まで消滅して新型のみが残る。強度変化では、600 $^\circ$ で (002) に極小値が現われるが、一見連続した曲線に見える。(003) では d の変化の場合と同様この温度で明らかに不連続になる。特に同一温度に 1~2 時間保ちながら加熱すると、500 $^\circ$ を境としてその強度を急減する。結局この鉱物の構造変化の本体は (003) のような sublayer に顕著であり、また 500 $^\circ$ 十で発現する事実が判明した。



(第2図 Pyrophyllite)

c) Sericite (第3図)

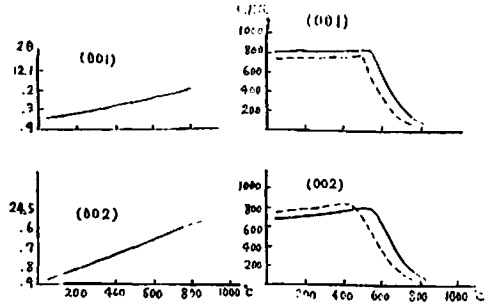
前例とはほぼ同様の構造変化の傾向を示し、加熱変化は (003) において最も著しく、かつ 600 $^\circ$ 十において変化が完結するものと考えられる。



(第3図 Sericite)

d) Dickite (第4図)

d は加熱と共に膨張の一途を辿り、800 $^\circ$ 付近までは連続的である。強度は 550 $^\circ$ 以後急速に減少し、放時間乃至 100 時間同一温度に保持した場合には 500 $^\circ$ まで



(第4図 Dickite)

layer 構造は消滅に向うが、800 $^\circ$ ではまだ新しい相の出現を見なかった。

上記の諸例から明らかなように、加熱時間を長くした場合には、真の構造変化は従来の D. T. A. で示された endotherm よりも 50~100 $^\circ$ C 程度常に低温側にずれ、かつそこでは単に推定の域を出なかった構造上の変化がこの実験では直接はるかに具体的に確認できた。

e) Thorogummite (第1表)

主として Allanite と共存する白色土状の試料 (1570 c.p.s./m/0.5g 分析済) で、常温では Thorite に近い構造を示すもの、600 $^\circ$ 以上では各温度 10 時間ずつ、1000 $^\circ$ で 50 時間保った場合には、表示した通り著しく結晶化するが、常温に戻すとほぼもとの構造に復帰して、加熱時の構造を残存しない。このような試料では加熱後常温に戻して得た data は無意味となる。

f) Ferugsonite (第2表)

直径数 mm 比較的明瞭な外形を保っているが、常温で X 線的には全くメタキト状態を示す試料 (2000 c.p.s./m/0.5g 分析済) で、600 $^\circ$ を超えると次第に結晶化し、1000 $^\circ$ では各 d の強度最大となる。加熱後常温に戻すと特定の d は幾つかに分裂し、加熱中よりも見かけの結晶度が高くなる。この原因については更に検討を要するが、この場合も従来の実験要領では構造変化の本質を掴いていないことになる。

g) Metazircon (図・表省略)

波方石乃至変種ザーコンと呼ばれる試料に関して同様の加熱実験を行ったが、 d の膨張以外に特異の変化は認められなかった。

2. 赤外分光によるもの (第5図)

Allanite, Thorogummite, Metazircon に関する吸収曲線で、図中 2.72 μ および 6.1 μ は構造中にもつ O は基乃至 H₂O を代表し、2.92 μ は吸湿水の所在を示すのであるが、いずれも 9.6~9.7 μ および 10.7~11.1 μ に Zircon 構造に特徴的な吸収が現われている。これら 3 種の鉱物は、化学組成・Å 単位の内部構造では著しい差異を示すにもかかわらず、 μ 乃至 10 数 μ の次元ではきわめて親近性のある構造をもつことは顕著な事実で、しばしば見られるように天然におけるこれら異種鉱物同志の共存関係に対して一種の論拠を与え、あるいは原地性二次鉱物である Thorogummite の本

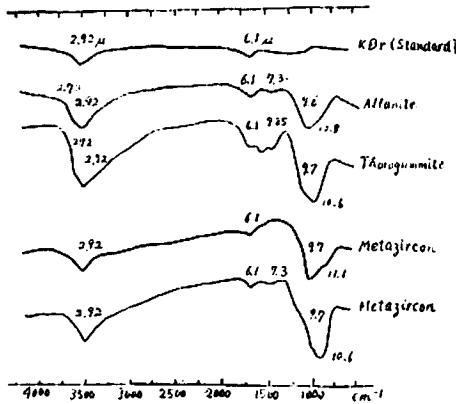
第1表 Thorogummite

室温		600° 10h		700° 10h		800° 10h		900° 10h		1000° 50h		室温 Thorite		
d	1	d	1	d	1	d	1	d	1	d	1	d	1	
4.69	10	4.69	10	4.70	10	4.70	10	4.76 4.70	9	5.28 4.77 4.68 4.48 4.24	4 10 8 7	5.41 4.72	3 9	
3.539	9	4.15 3.531 3.500	5 7	4.14 3.537 3.507	6 8	4.15 3.537 3.490	6 8	4.15 3.555 3.520	6 10	4.15 3.572 3.541	7 10	3.548	10	
3.267	6	3.267	6	3.273	7	3.278	7	3.270	6	3.275 3.172 2.858	5 6 4	3.175	6	3.14 2.86
2.821	5	2.823	5	2.820	6	2.720	5	2.675	6	2.831 2.679 2.546 2.518	4 6 4 3	2.840 2.694 2.663	5 6	2.58 2.23
2.671	6	2.671	6	2.675	5	2.680	5	2.212 2.19	4	2.212 2.219 2.209	4	2.206	4	1.98
2.205	3	2.195 2.186	4	2.201 2.187	4	2.212 2.19	4	2.212	4	2.006 1.979	3 3	2.206	4	1.98
2.002	3	2.002	3			1.947	4	1.945	5	1.955 1.938	4 4			
1.868	4	1.866	4	1.871	5					1.879 1.866 1.843	4 4 5	1.878	4	1.88
1.819	5	1.821	5			1.824	5	1.829	7	1.833	5	1.826	7	
1.768	4	1.794	4	1.817	5	1.801 1.768 1.697	5 5 4	1.817 1.768	4 4	1.812 1.765 1.689	5 3 3	1.763	3	
								1.656	5	1.661	4	1.650	4	1.67

第2表 Fergusonite

700° 1h		700° 10h		700° 24h		800° 1h		1000° 10h		室温	
d	1	d	1	d	1	d	1	d	1	d	1
3.055	25	3.054	40	3.058	40	3.062	45	3.073	100	3.117 3.048 2.991	25 45 25
2.757	5	2.757	10	2.764	10	2.759	10	2.772	20	2.748	15
2.600	5	2.600	10	2.600	10	2.607	10	2.610	20	2.589 2.521	15 5
1.890	10							1.899		1.901	15
		1.890	15	1.892	15	1.893	15	1.895	30	1.852 1.863	20 10
		1.838	10	1.841	10	1.842	10	1.845	20	1.830	10
		1.642	5	1.645	5	1.647	5	1.652	15	1.634	10
		1.569	10	1.577	10	1.575	10	1.581	25	1.567	15

源を Thorite に求めることの妥当性を暗示する有力な手がかりとなるかも知れない。Kaolinite その他については省略。



(第5図 赤外線吸収曲線)

本邦産二三の花崗岩中の放射性副成分鉱物分布

(11月22日例会講演)

堤 得道 (京大)

最近岩石中の副成分鉱物や微量成分が研究の対象として盛にとりあげられ種々の立場から論じられている。岩石中に含有される放射性副成分鉱物は、その量において非常に少ないが、それらが岩石の生成や、あとの地質現象において果たす役割は複雑であろうと思われる。この頃写真乾板によって、岩石中にあるがままの状態、その放射能分布が調べられるようになって、多くの研究がなされている。筆者はわが国のある種花崗岩について、放射性副成分鉱物の主成分鉱物に対する分布の様子、それらの環的關係、岩体による分布の特長を調べ、更にこれらの鉱物の生成について検討した。元来岩石薄片中の放射性鉱物は著しく小さいため顕下で決定し難い場合が多い。しかし放射能強度による H. YAGODA の分類表などに照しある程度の推定は可能であるが、ここでは、個々の岩体についての詳細は省略し、特に次の二点について述べる。

1. 鉱物の放射能と分布密度について

種々の花崗岩質岩体について、含有される放射性副成分鉱物の放射能 ($\alpha/\text{cm}^2/\text{sec} = T\alpha$) とその個数 (%) の關係をみると $T\alpha 1.0$ 以下のものが全鉱物の大部分 (80%以上) を占め、強いものが少ない型(A), $T\alpha 1.0$ のものが比較的少く (30%) 放射能が大きくなるに従いその個数が漸次減少する型(B)および A, B の中間型(C)があることが知られる。

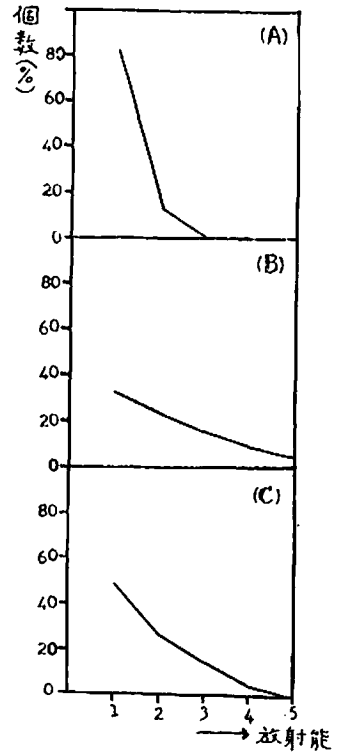
A型に属するものは、阿武隈に分布する新期岩体 (平市西方)、笠置山を中心として分布する岩体であり、B型のものとしては、笠置西方細粒花崗岩、京都府法貴、行者山、日高狩野、御母衣に分布する諸岩体がある。比叡山、大阪北部余野地区の諸岩体、奈良、阿部隈古期のものは中間型である。A型の花崗岩は何

れも広い露出を示し、成分鉱物は粗粒であって、単位面積当りの放射性鉱物の分布密度は小さいのに対し、Bのものでは何れも細粒で時に斑状構造を示し、露出範囲は小さく、放射性鉱物の分布は密である。前者は浸蝕が深く行われたものであり、後者は浅いものと思われる。この結果に基づいて、放射性鉱物の分布は岩体の上部に密で、垂直方向の分布の差異は、水平方向において周縁部に集る傾向よりも更に顕著であることが推定される。

2. 主成分鉱物との共生關係

どの岩体についても例外なく言い得ることは、放射性副成分鉱物が単一の主成分鉱物中に include される場合よりも、それらの境に位置するものが、はるかに多い量を占めることである。異った15種の花崗岩体についてみると、黒雲母中に include されるものは、容量において約6% (個数の19%) 長石および石英中のものは11% (個数の24%) 境界にあたるものは全量の80%、全数の50%を占めている。include される場合も、これを詳細に検すると、割れめ、細脈によって外部と連絡するものがかなりみられるし、これらの事実、境界にあるものが形が大きいことを示している。

鉱物の結晶生成が早期であるか否かは、それらの相互位置、形などによって決められるが、以上の結果は放射性鉱物が主成分鉱物中に include されるから早期であるとするのは当たっていないことを物語るものである。早期であるとするならば、如何なる機構によって、このような密度の大きい鉱物が岩体中に均一に、むしろ頂部に集るか理解できない。現段階においては、筆者は少くとも、放射性副成分鉱物の生成は、岩体固結の後期に最も盛んであって、主として既成の鉱物の間隙、割れめに入って行われるものと考え、このような鉱物は花崗岩中の捕獲岩、または混成部分にも明瞭なものが見られるし、自形であることは、結晶力の問題に関連するものと思われる。



(A) 笠置粗粒花崗岩
(B) 柳生細粒花崗岩
(C) 奈良花崗岩

富山県水見市朝日山段丘の化石 有孔虫

(11月22日例会講演)

千地万造 (大阪市立自然科学博物館)

さきに藤井昭二・松島洋によって報ぜられた水見市朝日山段丘の貝層より化石有孔虫を検出した。採集地点は藤井らによって化石貝類が報ぜられたのと同じ富山県立水見高校正門前の道路の切り割りである。段丘堆積物は藪田シルト岩層の上に不整合にのり、不整合面はかなりの凹凸を示している。藪田層の表面は穿孔貝によって無数の孔があげられており、段丘堆積物の最下部の20cm程が貝砂になっている。

認められたものは全部で28属56種で、そのうちおもなものは *Cibicides refulgens*, *Elphidium clavatum*, *Buccella mahiyamai* n. sp., *Rotalia japonica*, *Cassidulina subglobosa depressa*, *Globigerina bulloides*, などである。

朝日山貝層直下にある藪田層は有孔虫その他の微化石を非常に多量含んでおり、水見を中心としてこの地域に比較的広く分布している。朝日山段丘堆積物中の化石有孔虫群には、この藪田層から derive されたものが相当含まれている形跡がある。

群集中の化石の保存状態現世堆積物中での分布圏のちがい、藪田層中の群集などから考えて、朝日山群集中、*Cibicides refulgens* の約半数、および *Cassidulina subglobosa depressa* の大部分は藪田層からの derived fossil と思われる。したがって、朝日山貝層プロパーの化石有孔虫群のおもな構成種は *Elphidium clavatum*, *Buccella mahiyamai*, *Cibicides refulgens*, *Rotalia japonica*, *Buccella frigida*, *Globigerina bulloides* などとなり、浅野清によって報ぜられた平床貝層の群集とは全く異なる。上記の群集は現棲のものと比較すると北海道太平洋岸およびオホーツク海沿岸の親潮中に見出される群集にほぼ対応する。

ほぼ同時代と考えられ、地理的にも遠く離れていない平床貝層中の群集との差異が何に因るものかは将来の問題として残される。

イルメノマグヘマイトの磁性に ついて

(11月22日例会講演)

毎嶋貞雄 (福井大学)

北陸地方、なかでも福井県下に特に広く分布する新第三紀中新統の中下部に属する、いわゆる“プロピライト”についてその岩石磁気学的研究を行った。その結果、在来から知られている造岩強磁性固溶体系列に属さないイルメノマグヘマイト (仮称) の含有によって、さらに初成のチタノマグネサイトから酸化(熱水作用)によって二次的に、このイルメノマグヘマイトが生成される際に獲得された化学残留磁化によって、

これら岩石の磁気的特徴の大部分が説明されることを知った。

300個以上の岩石試料の測定によって自然残留磁気の特徴を分けると、現在の地球磁場の中で数日～数月中に残留磁気の方が変化するような(1)極めて不安定でしかも磁化の強さの弱いもの、(2)準安定で、強さも中間的なもの、(3)極めて安定性が高くて強さも著しく強いもの、に三大別される。またこの種鉱物を含む岩石の残留磁気は一般にチタノマグネサイトを含む岩石に較べて、極めて磁化が不均斉で、磁化の強さの範囲も変動が著しく、また安定性も比較的小さいものが多い。しかるに飽和磁化量においては大した変動は示さない。これらの原因についてそれぞれ考察を行った。

つぎに岩石中より磁選した鉱物について、本邦各地産のマグヘマイトと諸性質の比較検討を行った。イルメノマグヘマイトはFe²⁺イオンの一部が空孔となり結晶構造ではチタノマグネサイトと同じ逆スピネルであるが、化学成分ではイルメノヘマタイトと等しいものである。化学組成格子常数、 γ - α の転移点ならびに飽和磁化の強さにどの性質からアイルメナイトとヘマタイト(スピネル型)との固溶体の筆者の資料は属し、これをイルメノマグヘマイトと呼ぶことが妥当であると認めた。

さらに試料採集の層準と転位温度から考えて、北陸新第三紀のプロピライト、少くとも糸生累層(F₃)の下部から上部までについては Propylitization が250～340°C以下の温度において行われた時期にイルメノマグヘマイトが生成され、このときの化学残留磁化が自然残留磁気の主成分をなす。しかも、その変質の時期はF₃以降と考えねばならない。糸生累層のなかでも変質作用を殆んどうけない部分の岩石の自然残留磁気はチタノマグネタイトの生成時の熱残留磁気と考えられ、同時期に対比される富山県の岩層累層における川井(1950)の測定値および筆者のその後の測定値と磁化方位の一致が極めて良いことは古地磁気学的にも興味あるものとする。

ダムサイトの地質調査

(34年3月14日 第40回例会北陸部会)

栗原権四郎 (農林省金沢農地事務局)

1. ま え が き

われわれ地質専門技術者がダムサイトの地質調査に従事して一番最初に痛切に感じさせられることは、土木工学的な知識の薄弱さであるので、このような部会で今迄ダムサイトの地質調査で得た知識を説明して応用地質関係に関心を寄せられている学生諸君のため幾らかでも参考になれば幸甚と思えます。

2. 調 査 方 法

(1)地質概査……………ダムサイトの地点を選定するた
めにその河川筋について、 $\frac{1}{5,000}$ ～ $\frac{1}{10,000}$ の地質図
を製作する。

(2)地質精査……………地質概査で選定したダムサイト

附近の $\frac{1}{500} \sim \frac{1}{1,000}$ の地質図を作製する。

この地質図には特に表土、崖錐、地すべり層、湧水地点などを詳細に記入し、ダム型式を考察して、ダムセンターを選定し、試掘（横坑、縦坑、トレンチ）、試錐、物理的地下探査を行って基礎岩盤の床掘深度を決定する。

a) 試掘……地上地質踏査の結果試掘（横坑、縦坑、トレンチ）を斜面について行い、表土、崖錐および風化状態など肉眼で検出し特に断層については水平的にも垂直的にも調査して、その性状を確認すべきであり、この試掘坑については $\frac{1}{50} \sim \frac{1}{100}$ の地質見取図を作製する。

b) 試錐……試錐は河床砂礫あるいは表土、崖錐などの厚い所で試掘の困難な場所あるいは河床砂礫下の断層を確認するため傾斜掘りを行なう。試錐には衝撃式と回転式があるが最近においては回転式を多く採用して、75mm以上の大口径で錐芯を70%以上採取する。試錐孔については必ず透水試験を行ない、その送水の圧力は水深の2倍以上にあげ、透水係数を測定する。

c) 物理的探査

- (i) 電気探査……大地に電流を流して各地層の比抵抗を測定する方法が最も広く利用されており、垂直探査（四極法、三極法）と水平探査の二方法がある。なお試錐孔内の電気検測を行ない孔内の地質を判定する場合もある。
- (ii) 弾性波探査……人工地震波で地下の地質を推定する方法で屈折法と反射法があり、前者がダムの地質調査に利用されている。
- (iii) 放射能探査……断層地帯は一般的に放射能強度が増大する傾向があるので、放射能強度を測定して断層の方向および厚さを調査する。

3. ダムの型式別による地質調査

(1) コンクリート重力ダム……コンクリート重力ダムは



Fig. 1

基礎岩盤の支持力が重要であるので、堅硬で均質な岩盤が堤敷全般に分布している事が望ましいけれども実際にはこのような場所がないので、テストピース

の耐圧強度試験と横坑内地耐力試験の結果などを総合判断して、支持力の有無を判定している。コ

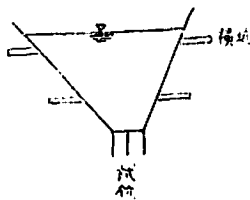


Fig. 2

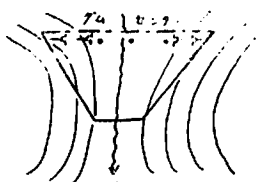


Fig. 3

ンクリート重力ダムのセンターは Fig. 3 に示すような地形においては最狭隘部よりやや上流に選定し堤体が尻上りにした方が堤長は長くなっても堤体積が少くなるので経済的である。地質調査としてはセンター上において両斜面に横坑2坑宛4坑と河床に試錐3錐と堤尻に1錐計4錐は最小限必要である。なお滑動安定上のためには堤体が5%以上に尻下りにしないのが普通である。

(2) アーチダム……アーチダムは強力なアーチアクションが左右に働くので堅硬な基礎岩盤を必要とすることは

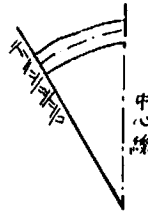


Fig. 4

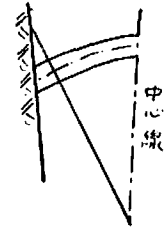


Fig. 5

言うまでもないことであり、前述した重力ダムと同じような方法でその支持力を判定する。

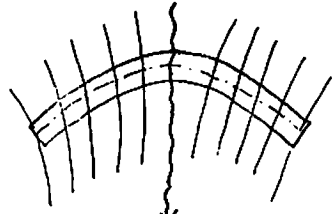


Fig. 6

なおアーチダムの形状は、ダム地点の地形に最も重大な影響をうけるのでできるだけ左右対称で Fig. 6 に示すように岩盤掘削が少なく済むようにアーチ軸とセンターが直交する地形を選定し、高さの割に川巾の狭い所ほど経済的となる。アーチダムの設計には地形図すなわち基礎として使い得る岩盤の等高線図が必要であるので、方眼を組んで試掘、あるいは試錐で基礎岩盤の調査を行なうことが理想的であり、横坑の中で地耐力試験は必ず行なわれなければならない。なおアーチアバットメントの岩盤接触面は Fig. 5 は不良であり Fig. 4 のように床掘すべきである。

(3) ロックヒルダム

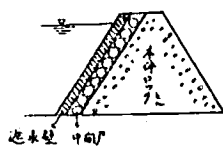


Fig. 7 表面遮水壁型

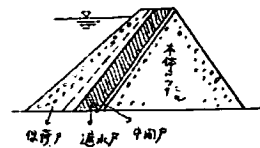


Fig. 8 内部 (or 傾斜) 遮水壁型

ロックヒルダムとは遮水壁を設け、その下流側にある本体ロックヒルが貯水による荷重の大部分をうける型式のダムであり、Fig. 7~Fig. 9 のよう

な三つの傾向の型に分けられる。基礎岩盤に対してコンクリート重力ダムやアーチダムのように厳格ではない。

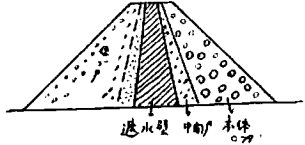


Fig. 9 中央遮水壁型

ロックヒルダム地点の地質調査は遮水壁の入る所に重点をおいて河床に試錐2錐、兩岸斜面に試掘坑2坑宛4坑は最少限度掘削を行いその床掘線を決し、セメント注入などの適切な基礎処理を行う。なおダム地点の地質調査の外、ダム築造の材料(本体ロックヒル用岩石、遮水壁材料、中間層材料、保護材料)が近距離(4km以内)にあるかその賦存量を調査しなければならない。

- (4)アースダム……………堤体は中心部に不透水性部分を設け上流側には半透水性材料を、下流側には安定度の大きい透水性材料を配置している。

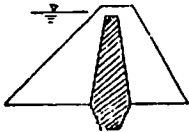


Fig. 10 心壁型

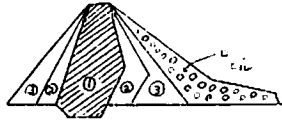


Fig. 11 ゴーン型

アースダムには心壁型とゾーン型の二型式があり、基礎地盤としてはロックヒルダムと同じように余り厳格ではないけれども所要の支持力、滑動に対しての安全性および浸透水に対して安全度が大きくなければならない。ダム地点の地質調査についてはダムセンターについて最小限河床に試錐2錐、兩岸斜面に試掘坑2坑宛4坑を掘削して不透水地盤の深度を調査すべきである。ダム地点の地質調査と同時に築堤用土調査として粘土含有率が20~40%の用土をダム地点の近くに求め、試錐あるいは試掘などを行ってその厚さ、分布状態を確認して、その賦存量を算定する。このような築堤用土について種々な損失を加算して必要量の少くとも2倍は調査確認して置くことが工事完成に重大である。

4. 基礎処理

(1)漏水防止……………ダム基礎の漏水防止方法にはカーテングラウト ($D > \frac{H}{2}$ 深度は水深の $\frac{1}{2}$ 以上; $P = 2 \sim 3H$, 圧力は水深の2~3倍), カットオフ ($d = 2b + \frac{H}{10}$, d : カットオフの深さ, b : 断崖の巾, H : 水深), カーテンオールあるいはブランケット工法によって透過路長 l を長くして(水深の3倍以上)漏水を防止する。

(2)支持力強化……………ダム基礎の支持力強化には、この軟弱不良帯を取去ってコンクリートで置換える工法と、コンソリデーショングラウトの二つの方法がある。コンクリートの置換深度は水深の

$\frac{1}{10}$ 以上を普通とする。

5. あとがき

以上ダム地点の地質調査方法と基礎処理方法の概略についての述べたけれども、わが国地質専門技術者として行なうべきことは種々な地質調査をして、地質不良部について基礎処理を行なう限界を明確にすることであり、その処理方法については土木技術者と結合して決定すべきである。

福井県における白堊系と第三系との境界について

(第40回北陸部会で講演—34年3月14日)

塚野善成・三浦 静 (福井大学)

飛騨帯と古生層帯とにそれぞれ分布する足羽系岩を比較すると、飛騨帯にあるもの(大道谷層)はほとんど細粒岩相からなり極めて細いが、その層相・層厚はほぼ一様で、手取層群(赤岩亜層群)の向斜部に分布する傾向が見られる。これに対して古生層帯(寒帯岳系層、姥ヶ岳層、奥原層、池田系層、茂原層)はしばしば粗粒岩相がよく発達し、層相・層厚はかなり変化にとみ、炭層を伴っている。前者は赤岩亜層群上に傾斜不整合で概ねゆるく南あるいは東に傾き、後者は古生層と顕著な傾斜不整合をもってゆるく北に傾く単斜構造を示す。これらの足羽系層は手取層群堆積後特に顕著にあらわれた九頭龍川構造帯、谷戸口~真名峽、大辻山を中心とする基礎岩塊の激しい手取層群への侵入に伴う隆起帯の両側に生じた相対的沈降部に形成されたものである。

足羽系層と密接不可分の関係にある面谷流紋岩類の活動もまたこれら基礎のはげしい断裂運動に密接に関連したものであろう。また、花崗岩、花崗斑岩の貫入活動はこうしたはげしい断裂運動につづく広域に亘る上昇運動と密接に関連したものとと思われる。

足羽系層堆積時から花崗岩、花崗斑岩貫入の期間までの期間は足羽系層に産せられる植物化石やその他の理山などにより、白堊期末期すなわちほぼ浦川、ヘトナイ世と推定される。

一方新三紀初期の火山活動による西谷流紋岩や“フロピライト”は越前西半部に広く発達する。両者は密接に伴って分布する傾向が見られるし、またかなり構造的に調和しているが、その間には明瞭な不整合が確認されている。

丹生産地に分布する鬼ヶ岳系層が岩相的に富山県下の太美山層群に対比されることには異論はないが、前者には西谷型と面谷型の流紋岩を含み、しかも両者の間にかなり分布的、構造的差異のあることが判明した以上、“太美山層群”中の Lithoidite group と Nevadite group とは当然分離して考える必要があるのではなからうか。この Nevadite group はその一部に例の Moonstone liparite を伴っているが、岩相的には西谷流紋岩に酷似している。

足羽川上流では、地塊化をうけた足羽系層と面谷流紋岩類と共に、西谷流紋岩類によって被覆されている事実があり、また一方後者は直接飛騨片麻岩類、手取層群などを被覆する場合もある。いずれにしても西谷流紋岩類の基底面(侵蝕面)は概観して起伏の少な

い、かなり平坦な面を示している。これらの事実から、面谷流紋岩類の噴出後に断層運動がおこり、その後西谷流紋岩類の噴出活動が始まるまで、相当長期間にわたって削剝を受けて、かなり平坦化されたものと考えられる。西谷流紋岩の噴出時期は、これをさめる積極的資料はないが、この上位の“プロピライト”とは分布的にも、構造的にもよく調和しているので、両者は不整合関係にあっても、現在のところ中新世初期位に考えるのが妥当ではなかろうか。松本(隆)らが富山県片貝川中流黒谷で輪原累層の下部の Coarse nevadite tuff から *Chlamys arakawai* と *Ostrea sp.* を採集していることに注目したい。

西谷流紋岩類を不整合に置く“プロピライト”は、丹生山地の糸生累層に含まれるものであるし、富山県の岩積累層に対比できるものである。

このように考えてくると結局丹生系と第三系との境界は西谷流紋岩の下部におかれることになる。西谷流紋岩類の分布は越前地区の東方は姥ヶ岳を境界とし、越前中央山地ならびに加越山地の一部、丹生山地に跨って分布し、手取川・大日川・大聖寺川地区すなわち加賀の南部山地には発見されていない。この西谷流紋岩の活動はいかなる地質的条件のもとで行われたかについては今後の研究に俟たなければならぬ。

九州における地すべりの特異性

とくに伊万里周辺について

(第41回北陸部会で講演—5月23日)

島山 昭(金沢農地事務局)

九州の地すべりは第三紀層と結晶片岩地帯に生じているものがある。前者は九州北西端部(長崎・佐賀北部県境地帯)の古第三紀層地帯であり、後者は西彼杵半島(長崎県)、天草、球磨川上流(熊本県)地域である。この度は前者のうちの伊万里周辺の地すべりについての特異性を述べる。

1. 地すべりの分類

伊万里周辺の地すべりについては古くから多くの調査報告がなされているが、その地すべり機構により、一次的地すべりと二次的地すべりにわけられ、その特徴は次の如くである。すなわち

(1) 一次的地すべり

- ① 定義：その地点に始めて起る初生的な地すべり
- ② 地すべり運動：一般に、その運動の胚芽期に地すべり頭部付近において、その運動方向にはほぼ平行な割れ目が生じ比較的急激な崩壊性地すべりとなる。
- ③ 地すべり地形：運動停止後、比較的明瞭な地すべり地形(地すべり頭部崖、地すべり凹地、押し出し)が作られ、地すべり地形が保存される。
- ④ 地すべり箇所：一般に玄武岩層に覆われている第三紀層地帯に多い観があり、長崎・佐賀県境稜線の両側に頻発している(木場・西大久保…大正～昭和初期、山代…昭26.2月、石倉岳

…昭27.10月、昭28.6～7月、人形石山…昭32.7月)。

(2) 二次的地すべり

- ① 定義：かつて生じた場所に起る次生的な地すべり。
- ② 地すべり運動：一般に、かつての地すべり地塊の全域にわたって、移動方向にはほぼ平行および直角な割れ目が生じ、徐々に継続的あるいは断続的に移動する。
- ③ 地すべり地形：一次的地すべり地程明瞭でない。
- ④ 地すべり箇所：標準地としては黒塩、花房、古子、正力坊

II. 地すべりの地質的背景

この地域は北松浦炭田に属するため、古くから炭田地質について種々検討されており、近年に至ってその地質構造が明確に把握されるようになってきた。(1/5万炭田地質図…佐賀県、1/5万呼子、唐津、平井、伊万里地質図中)すなわち、下位より基盤(花崗閃緑岩類と結晶片岩類により構成されているものと思われ、それぞれ、唐津地域および西彼杵半島に露出する)、第三紀層(炭田生成の特有な環境に堆積した極めて厚い杵島層群と佐世保層群)、および玄武岩熔岩層(ほぼ準平原化されていた台地上において、第三紀末から洪積世初頃の数次にわたる玄武岩質火山活動により形成された玄武岩熔岩および火山砕屑岩層)に三大別される。したがって、地すべりの原因としての主要な地質的背景としては次のことが考えられる。

- (1) この地域は炭田生成の特有な環境であった極めて不安定な地塊である。
- (2) 第三紀層生成後、極めて激しい褶曲をうけ(伊万里微褶山帯)、褶曲運動に伴って生じた南北性の断層と、その後生じた北西～南東方向の断層(ほとんど正断層)に寸断され、後者の一部は玄武岩層をも切る。
- (3) かつて生じた地すべり地および二次的地すべり地は、北西～南東方向の正断層上およびその隣に集中し地すべりの移動方向は斜面の傾斜および第三紀層の傾斜と一致する。
- (4) 杵島および佐世保層群はその生成環境の特異性よりして、主として粘土岩・シルト岩・砂岩より成り、これらの地層は水に飽和されることにより容易に流動性(粘土化)を増す。
- (5) 一次的地すべり地である長崎・佐賀県境稜線においては、玄武岩層(数枚の塊状熔岩および岩滓状集塊岩より成り極めて崩壊し易い)の基底面は地形面とはほぼ同じ方向に緩傾斜する(長崎県および佐賀県側において、それぞれ西および東方に傾斜し地すべりの崩壊方向と同じである)。

III. その他の特異性

- (1) 地すべり運動の主要な原因として古くから地すべり面における水の作用ということが強く叫ばれて来ているが、それを支持する積極的資料は少ない。すなわち、二次的地すべり地の移動は年間を通じて継続的あるいは断続的に行われており、一次的地

すべり地の崩壊も必ずしも雨期（あるいは豪雨期）とは限らない。

- (2) 多くの地べり地において、地表水の排水工および地下水の水抜き工を行っているが、そのために移動が少なくなったという資料は未だ見出しされていない。

神通川に於ける段丘地質と火山活動について

(第43回北陸部会で講演—10月31日)

深井三郎(富山大)

火山活動・気候変化の行われた最新の地質時代を通じて山頂から山麓にかけてどのような地形の形成に変化が行われたかということとは不明瞭である。この問題を研究するためには堆積状態・堆積環境に留意して段丘地質の研究がなされなければならない。

前者はここで飛騨山脈の南部から飛騨高原山地を流

れ富山湾に注ぐ神通川を取り挙げ、上流から下流の山麓にかけて、一つの河川流域においてどのように地形が変化したか、この間に行われた特定の火山活動は地形編年上のどの時期におこなわれたかについて述べた。そして下流地域における地形の形成と変化をもとにしてその形成期を区分して下記のように地形編年を行った。

なお、ここで特に述べておきたいことは、

(1) 高原川上流域の Welded tuff の編年上の時期は下流 呉羽山の山頂部を形成する 峠ノ茶屋層の中に Welded tuff に起源すると思われる安山岩礫の混入している点からすると、峠ノ茶屋層の堆積期またはそれ以前で、本郷段丘層の堆積期ではない。

(2) 高原川本郷段丘は乗鞍火山群の北部旧火山の角閃安山岩または含黒雲母角閃安山岩を含む火山砂・礫の噴火期のもので、これは猪谷付近の上野段丘層・下流では呉羽山南端の友坂礫層下部の流水火山砂礫層から呉羽山西麓の丘陵地に追求される。

(3) 直坂扇状地上の 1m 余りの赤土層は、これに對比される河谷の中位段丘層(特に片掛段丘・尾萩野段丘)上に全く見られないこと、および小礫の散見される

点からする風成堆積層と見るよりも二次的な堆積層で、関東ローム層同様の堆積層ではない。このことは赤土中に安山岩・片麻岩の巨大礫のある常願寺川栗巣野段丘礫層上部の赤土層の場合も同様である。

(4) 神通川の下流地域における造構造運動は第三紀における富山積成盆地の縮小と陸化とその過程における変化に暗示を与えるものと思われる。

神通川及び支流高原川の段丘の対比と地形編年

地形形成期の区分	下流地域	中流地域(神通峡)	上流地域(上宝谷盆地)	源流地域
A	新扇状地			
Du	春日岩石段丘	↑ 低位岩石段丘	低位段丘	
	大沢野扇状地	曲 ↓ 低位段丘上段		
Dm	直坂扇状地	片掛・尾萩野段丘層	中越段丘…火山活動	
	(造地形運動)	神通川の転流		
	段丘層	(侵蝕期)		
	友坂礫層		高原侵蝕段丘	乗鞍火山群
DI	呉羽火砕層…流水火山砂礫層…上野段丘層		本郷段丘層	北部の火山活動
	丘陵化…(地塊性運動)		(侵蝕期)	
	↑ 峠ノ茶屋礫層		熔結凝灰岩	
	(造構造運動)			
Pd	呉羽山礫層			

福井県芦原温泉の研究

—主としてその水理地質について—

(第44回北陸部会講演—1月23日)

塚野善蔵・笹嶋貞雄(福井大学)

芦原温泉は加越台地の南縁が福井平野に接する台地直下の平地に湧出する温泉である。昭和29年(1954)坂本峻雄らの中央温泉研究所による調査のほかは見るとべき研究がない。筆者らは最近の揚湯量激増に伴う源泉の実態を知るため、地質調査所応用地質課と共同して総合的な調査を実施している。ここには主としてその水理地質的な中間報告を行った。

実施した観測及び測定項目をあげると、(1) 各温泉

井の垂直(温度変化(1m 毎の測定)、(2) 交換期井戸の電気検層(比抵抗法)、(3) 温泉地内及び周辺の電気探査(ウェンナー4 極比抵抗法)、(4) 温泉水の電気比抵抗の水平分布、(5) 揚湯量の水平分布(単位時間1/2 HP ポンプ回転数一定として)、(6) 揚湯水位の分布、(7) 復活水位の分布と水位回復曲線、自然水位に達する迄一斉にポンプを停止する事が営業上不可能の為3時間後まで)、(8) 揚湯試験(前記3時間の復活水位より3時間)、(9) 干渉試験(特定温泉井の揚湯による周辺の温泉井に及ぼす水位変化)、(10) 螢光剤投入による流速測定、(11) 特定温泉井の水位日週変化、(12) 温泉分析などである。

当温泉では開発直後(明治19年)より74本に温泉井は統制されており、現在では60余が実際使用されている。それらは約250m 半径の円内に入る程狭い範囲内

に分布している。現在までに得られた結果を要約すると次の通りである。

- (1) 前記(1)により優勢な帯湯層では温度低下が、また優勢な帯湯層では大きい増温曲線が認められ、これらと(2)の結果から沖積下部の地質柱状断面が推定される。その結果約20m深度の粗砂層～(細礫)はかなり連続性をもつがそれ以深では Sorting が悪くなり、特に50～80mでは中粒砂層中に不規則にレンズ状の粘土層が夾在し、温泉井毎に採湯深度がかなり違って、坂本らが調査した当時は中心部では55m前後で採湯し、周辺部では70m余りの砂層より採湯していた事などからドーム状の新第三紀基盤上に緩いドーム状の帯湯層を二層(30～35m, 50～70m) 考えているが筆者らは帯湯層は少くも略々水平に近い単斜構造と推定する。
- (2) 在来知られていた南東部からの地下水の侵入のほかに、北西側の中央部からの地下水の混入が著しく認められ、この為、高温かつ温泉成分最多の泉源中心は北東から南西へ狭長な長楕円ではなく、むしろ北東部中心と南西部中心の二つに分けられるべきものである。泉温と蒸発残渣との関係から、北東より南西方向への温泉水の流下を推定せんとする坂本説(基盤よりの温泉供給路を一ヶ処と考える)に対して、筆者らの考へでは基盤に前記二ヶ所の亀裂群～裂隙を予想する。この事は等水比抵抗線図、井底等温線図や等揚湯線図にかなり良く反映されている。また揚湯・復水試験より求められた透水性係数は極めて小さいもので岩など流れているとは見なされない程度のものである。さらに5年前の泉温・塩素イオン濃度と現今の同一温泉井の値を比較すると泉温に於ては現今の方が低下しているながら濃度の高くなっているものが数本ある点からも流下説の難点が見られる。
- (3) 5年間に揚湯量増加のためと主として考えられる著しい変化が温泉源(貯溜層に於ける)に認められた。即ち30～35mの帯湯層は現今全々使用されない程度温度が低下し、自然水位では約2m近い低下が生じている。また、揚湯水位でも最大5m近い低下が認められる。全般的には採湯深度が増大し、泉温に於ては僅少の低下が見られるにとどまるが泉質の低下は北西部にかなり顕著であり、最大50%に及ぶ。
- (4) 中心部程、揚湯水位は高く、揚湯量(前記(5))も大きい傾向が明瞭である。
- (5) 大体、中心部では(7)、(8)の水位変化は少く、(数10cm) 緩慢であるのに反し、周辺部では変化量が著しく(約6m)、急速にその大部分が起る。おわりに測定資料の一部を提供下さった応用地質課中村久山氏らに謝意を表す。

— 学会日誌 —

昭和34年度総会 5月23日 } 支部報39号参照
9月26日例会
11月22日例会(横山春本両教授還官記念)
於 京都大学基礎物理学研究所大講堂(参加者 70名)

特別講演 鉱物の構造に関する二、三の問題……広島大学 梅垣嘉治

学術講演

1. 堆積状ウラン鉱床より直接ウランを抽出する一試案…鶴岡保郎・梅田甲子郎・川上隆也・木村宏
2. 人形峠層の時代如何……島倉己三郎
3. 本邦含油第三系の Radiolarian biostratigraphy について……中世古幸次郎

特別講演 比較構造論からみた日本とシコタリン山脈との関係……東京大学 小林貞一

学術講演

5. イルメノマグヘマイトの磁性について……笹島貞雄
6. 富山県水見朝日山段丘の化石有孔虫…千地万造
7. 本邦産二、三の花崗岩中の放射性副成分鉱物分布……堤 得道
8. 近畿地方を中心とする新第三紀地史の諸問題……池辺展生

記念講演 西部日本海地域のアルカリ岩について……春本篤夫

例会後退官記念晩さん会がツーリストグリルで行われた。

2月27日例会 於 大阪大学南校

1. 兵庫県三田盆地の神戸層群……山下 操
2. 関東ローム産の Allophane からの Halloysite の合成……小泉光恵・村山
3. 舞鶴地帯の発展に関する二、三の問題……志岐常正・清水大吉郎
4. 日本新生代の積成ウラン鉱床……池辺展生

北陸部会昭和34年度総会

5月23日 於 金沢大学地質学教室

報告 役員選出(会長塚野善蔵、支部幹事笹島貞雄、部会幹事三浦静、藤井昭二、松尾秀邦、藤川雄)、加藤信君の憶いで、部会賀および支部賀について。

第41回北陸部会例会 5月23日 於金沢大学

1. 中龍鉱床の地質鉱床について……佐藤弘(中龍鉱山)
2. 噴火の様式とその産物……山崎正男(金沢大)

第42回北陸部会例会 7月11日 於金沢大

1. 九州における地質の特異性について……岡山昭(金沢農地事務局)
2. 鉱物学に於ける高温高压実験の最近の進歩……渡辺武男(東大)

第43回北陸部会例会 10月31日 於富山大

1. 神通川に於ける段層地質と火山活動について……深井三郎(富山大)
2. 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論……前野義夫(金沢大)・石田志朗(京大)・坂本亨(地測)

第44回北陸部会例会 1月23日 於福井大

1. 福井県大飯郡高浜町青葉山周辺にみられる地質について……榎倉亮彦(金沢農地事務局)
2. マグヘマイトの磁性……笹島貞雄(福井大)
3. 芦原温泉の研究(主として水理地質について)……

塚野善藏・筒島貞雄（福井大）

北陸部会昭和34年度巡検 11月1日
神通川流域の地質見学（案内者深井三郎・藤井昭二）
洪積層（主に河岸段丘）と新第三系下部を見学。参加者52名）

上記の外、部会活動として高校地学科廃止反対声明を各県の地質連絡会が中心となって出すことに決定した。なお部会推せんの中川渡氏が35年度地質学会評議員に当選された。

— 会 員 消 息 —

久米昭一氏 ニューカッスル King's College の物理教室留学の為34年10月11日羽田出発。

東中秀雄氏 テヘラン大学客員教授として一年間の

予定で34年10月16日出発。

榎山次郎氏 米国視察旅行の為35年4月17日羽田発5月未帰国の予定。

葛岡保郎氏 ペンシルバニア州立大学留学の為、一年の予定で35年5月9日羽田出発。

早瀬一氏 35年4月1日京都大学助教授に昇任。

別所文吉氏 45年3月金沢大学教育学部助教授に就任

小西健二氏 35年4月金沢大学理学部(地質学教室)に就任

伊 一氏 34年8月5日潮岬調査中死去。

新入会員 原田哲朗、徳岡隆夫、川上隆也、高谷好一、広瀬薫、湯川富喜雄、横山卓雄、大西郁夫の諸氏（何れも学生会員）