

26

URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・MARCH, 1987・久保田鉄工株式会社

●特集＝会津盆地と猪苗代湖



Kubota





表表紙カラー写真<上>

会津盆地河東村より遠望した金川山丘陵と猫魔火山

金川山丘陵は、盆地面と100m+の比高をもつ低平な丘陵で、金川山火砕流堆積物(安山岩質で溶岩も含む)からなり、かなり厚い風化殻が発達している。盆地に面するところや東側のへりでは浸食段丘が小規模につくられているが、北側のへりでは、かなりの規模の段丘堆積物(深沢層)や泥流堆積物で不整合におおわれている。猫魔火山の古城ヶ峰と二子山との間の向う側には、雄国沼をもつカルデラが発達している。猫魔火山は、最も高い猫魔ヶ岳でも1,404mの高度で、1,100~1,200mクラスの山が多く、磐梯山(1,818m)にくらべるとかなり低い。磐梯山よりも古い時期に形成されたといわれているが、すべてがそうかどうかは今後の検討課題である。左端の高曽根山は、鮮新世の石英安山岩質の溶岩・凝灰角礫で構成されている。(文:鈴木敬治,写真:編集部)

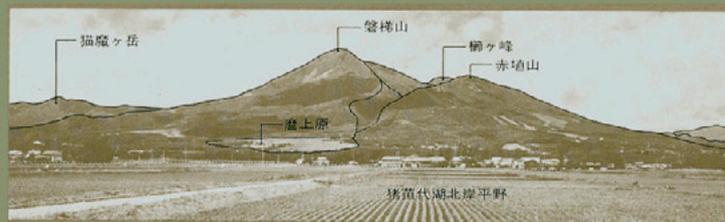


表表紙カラー写真<下>

会津盆地西縁山地に発達する背斜構造(藤峠北方~柳津)

<柳津町藤~椿間の只見川北岸の露頭>

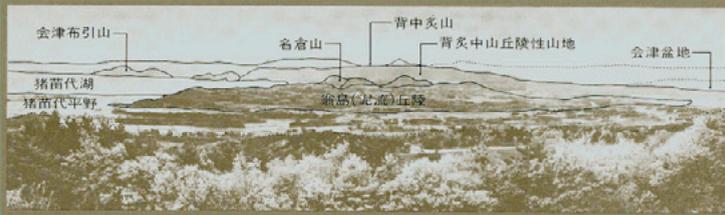
会津盆地西縁山地域には、南北方向にのびる断層・褶曲構造がよく発達するが、そのなかの1例である。この露頭にあらわれている地層の大部分は、中新世中~後期の漆窪層上部の泥岩と凝灰岩の互層で、凝灰岩層はよく淘汰されているものが多い。写真の露頭は、左側の西翼部が右側の東翼部よりも急傾斜している非対称的な背斜構造であるが、会津盆地西縁山地においては、東翼部が急傾斜する背斜構造も多く、とくに盆地北西縁においては、そうした構造が一般的である。(文:鈴木敬治,写真:編集部)



裏表紙カラー写真<上>

猪苗代平野からみた磐梯火山の遠望

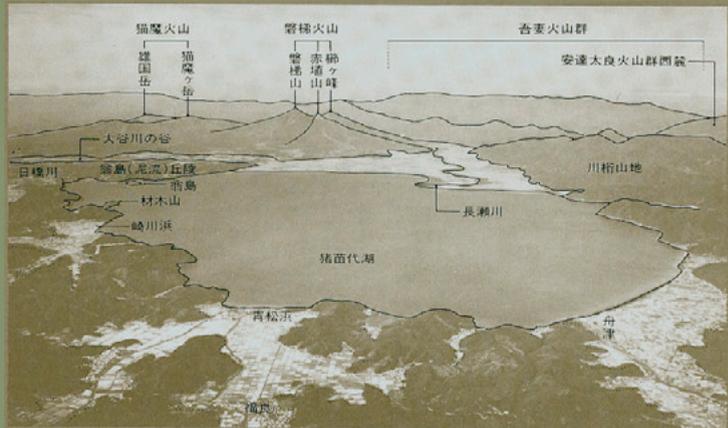
磐梯火山は、明治21年の大爆発以後は、磐梯山・赤埴山・柳ヶ峰の三山からなる。左(西)には猫魔ヶ岳などの猫魔火山の一部がみえ、右端に遠望されるのは吾妻火山群の一部で、赤埴山と頂上部を除く柳ヶ峰の山体は、古期の火山活動により形成され、磐梯山と柳ヶ峰の頂上部は新期の火山活動で形成されたと考えられている。磐梯山の南麓には、磨上原とよばれる泥流性の堆積物からなる緩傾斜地が発達しているが、猪苗代平野との境界付近では、砂川層と称される更新世末(最終氷期の後半)の湖岸段丘堆積物に移りかわっている。猪苗代湖の北岸平野(猪苗代平野)は、沖積層で直接構成されている。(文:鈴木敬治,写真:ポンカラー・フォトエージェンシー提供)



裏表紙カラー写真<中>

磐梯山南麓の天鏡台から南方を遠望した地形の概観

湖水面の高度514mの猪苗代湖の西(画面では右側)には、脊中炙山層からなる脊中炙山を中心とする丘陵性山地が分布するが、それは、脊中炙山層とともに西方および北西方に次第に高度を下げ、200m±の高度の会津盆地地下に没入する。画面で脊中炙山丘陵性山地の手前(北側)に分布するのは翁島(泥流)丘陵で、この丘陵は、名倉山などの新第三紀層からなる小さな山を埋め残してはいるが、おもに翁島・頭無の火山性泥流(火砕流の一種)堆積物からなる。さらに手前の谷状の低地は、高度の最も低いところで、猪苗代盆地と会津盆地をつないでいる。この谷状の低地には、最終氷期半ば以降の段丘や、その堆積物および軽石流堆積物などがいくらか発達している。(文:鈴木敬治,写真:吉田 義)



裏表紙カラー写真<下>

猪苗代南方上空から北方向に俯瞰した航空写真

画面中央部に猪苗代湖、その北方に磐梯火山と猫魔火山が一望される。磐梯火山の東側から南側にかけては、沖積層からなる猪苗代平野が発達し、河口付近に三角州を発達させる長瀬川が蛇行しながら、猪苗代湖に流入している。この平野と猪苗代湖に接する川桁山地は、断層崖とみられる直線状につらなる急崖で境されている。磐梯・猫魔火山群の背後の山なみは、右(東)側の少し高い部分が吾妻火山群で、左(西)側の少し低い部分は、福島・山形県境付近に発達する花崗岩や新第三紀層からなる山地である。猪苗代湖の手前(南側)および左(西)側には、緑色凝灰岩層や脊中炙山層からなる丘陵性の山地と小さな谷底平野が組みあわさって分布する。猪苗代湖の北西側にみられる小さな丘陵は、翁島(泥流)丘陵で、その北部には東西方向に大谷川の谷がのびている。(文:鈴木敬治,写真:京阪神航空写真提供)

URBAN KUBOTA

アーバンクボタ NO.26 MARCH 1987 株式会社クボタ

目次

特集 = 会津盆地と猪苗代湖

1 会津盆地と猪苗代湖の形成	
東北地方の内陸盆地 中川久夫	2
グリーンタフ堆積盆の発生とその分化 鈴木敬治	4
古盆地の時代 真鍋健一	12
古盆地時代の植生変化 鈴木敬治	16
会津盆地の形成 鈴木敬治・吉田 義	18
猪苗代盆地の形成 鈴木敬治	20
東北地方における第四紀火山と火山体基盤の垂直 変動との関係 生出慶司	24

2 会津盆地の土壌 庄子貞雄・安藤 豊	32
---------------------	----

3 猪苗代湖をめぐって 水質を中心に	
猪苗代湖の底質 鈴木敬治	38
湖水と流入河川の水質 千葉 茂	41
猪苗代平野の地下水とその水質 中馬教允・千葉 茂	46
酸性水の起源と成因 小山 侃	49

4 猪苗代湖の熱的効果 渡辺 明	54
------------------	----

会津・猪苗代両盆地周辺域の新第三系・第四系の代表的露頭	56
-----------------------------	----

発行所 = 株式会社クボタ
大阪市浪速区敷津東 1 丁目 2 番 47 号
発行日 = 1987 年 3 月

編集製作 = 秋本・原田 + 国東照幸
印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場
図版作成 = スタジオ・ツノ

会津盆地のランドサット写真(1979年5月22日)
資料提供 = リモートセンシング技術センター

会津盆地と猪苗代湖の形成

東北地方の内陸盆地

中川久夫 = 東北大学理学部教授

会津盆地の形成 1

グリーンタフ堆積盆の発生とその分化

鈴木敬治 = 福島大学教育学部教授

会津盆地の形成 2

古盆地の時代

真鍋健一 = 福島大学教育学部助教授

古盆地時代の植生

鈴木敬治 = 福島大学教育学部教授

会津盆地の形成 3

現在の盆地

鈴木敬治 = 福島大学教育学部教授

吉田 義 = 福島北高等学校教諭

猪苗代盆地の形成

鈴木敬治 = 福島大学教育学部教授

東北地方における第四紀火山と火山体基盤の

垂直変動との関係

生田慶司 = 東北大学教養部教授

東北地方の内陸盆地

東北地方の地形・地質の概要

編集 本日は、会津盆地と猪苗代湖の形成について、各先生からお話しをお伺いしたいと思います。最初に中川先生からお願いいたします。

中川 私は、東北地方の内陸盆地について、東北地方全体の視点から、他の低地の問題も含めて、簡単にお話しいたします。どなたでもご存知のように、東北地方は、南北に長い概形をもちておりますが、その概形に平行して、高地（山地）と低地（丘陵と平野）が列をなして帯状に互いに並んでいるのが特徴です。高地列は、東から、北上・阿武隈山地帯、奥羽（脊梁）山脈帯、出羽丘陵（山地）帯で、このほかに男鹿半島の西部にも孤立した小さな高地があります。低地列は、これらの高地列の間に東から北上・阿武隈河谷帯と内陸盆地帯があり、また太平洋沿岸部と日本海沿岸部に低地列が南北に連なっています（図1・1、図1・2参照）。

このように巨視的にみまると、地形は帯状に配列しているわけですが、しかし細部は決して規則的ではありません。北上・阿武隈山地帯は、北上山地の北と南で欠けておりますし、各山地の輪郭というのも高地列の方向とは斜交しています、北西 南東方向の長軸をもちています。また低地列についても、太平洋沿岸のものは、北上山地の中・南部の東側では明確ではありませんし、内陸盆地帯は断続的で、盆地の分布も不規則です。さらに日本海沿岸の低地列も不連続です。男鹿半島西部の高地の南方には、海底に高まりの列があって、飛島、粟島、佐渡島と連なり、その延長上には能登半島の先端部があります。ですから、これらの高まりを高地列とみなすと、日本海沿岸の低地列というのは、むしろ内陸盆地帯に似ております。

次に、こうした地形の概況と地質との関係を見てみます。まず、いわゆる沖積層を構成している完新統および最上部更新統は、その分布範囲が内陸盆地や海岸平野の河岸や平野下に限られています。また、いわゆる洪積層と呼ばれる中・上部更新統は、丘陵地の段丘をつくっており、一部は平野の地下に埋没しています。そして、鮮新統および下部更新統が丘陵をつくっていて、この地層も平野下に埋没しています。これらの地層はすべて、その分布域が低地に限られているので、地形と調和的に分布しているわけです。

これに対して、中新統以前の地層群は、こうした地形区とは全く関係なく、東北地方の全域に分布します。このうち、新第三系以前の地層は、奥羽山脈帯やその東縁の丘陵地に小規模に分布する以外は、その大部分が、北上・阿武隈山地帯と出羽丘陵帯の一部（北方の太平山付近と南方の朝日山塊）に集中しております。そして、これ以外の地域には、高地でも低地の地下にも中新統の地層（いわゆるグリーンタフを中心とする地層など）が厚く分布しています。

それから第四紀の火山ですが、これは、奥羽山脈、出羽丘陵、男鹿半島などの高地列のなかにあり、火山帯の名称でよばれるようにほぼ帯状に分布し、地形区と調和的です。

丘陵の地層と丘陵地の形成

このように、地形の概況と調和的に分布する最も古い地層は鮮新統ということになりますが、この地層は、東北地方の東半では、竜の口層という有名な海成の鮮新統（注1）が、阿武隈山地の東縁から北へ、仙台付近を経て北上川沿岸の花巻付近まで分布します。さらにその北方の北上山地の北側と北東縁にも、これと同時期の海成層が分布しています。そして、竜の口層の上位には、不整合関係で、上部鮮新統と下部更新統の陸成層があり、仙台付近では、鮮新統の最上部にも海成層が含まれています。

東北地方の西半になりますと、内陸盆地帯の大部分が陸成層の鮮新統と下部更新統を含んでおり、ごく一部に海成の地層が分布します。そして、日本海沿岸の低地列には、海成の鮮新統および下部更新統が集中的に分布しています。こうした地層が主体となって丘陵がつくられているわけですが、この丘陵地と背後の山地との境は、だいたい海拔100～400m付近のところであり、傾斜が急に変わります。しかもこの急斜面は、基盤の地質構造に沿って分布しているところも多いので、その境界は画然としています。丘陵地の頂高はよく揃っていて、遠望すると、恰も一平面のような姿を呈します（図1・2B参照）。一部には、丘陵地の背面に段丘堆積物が伴っていたり、あるいは、硬質の火山岩や古期岩が分布する場所では頂高が幾分か高まったり孤立峰となったりしているところもありますが、その場合でも、広い範囲にわたって突出することはありません。

このように丘陵は、地形的には平坦な背面をつくっていますが、地質構造の方はもっと複雑で

図1・1 - 東北地方の概形



平坦な背面と並行した構造があるとは限りません。ただ、火山岩以外の、丘陵地の基盤をつくっている鮮新統・下部更新統の地層群は、それぞれ下位層をおおい、上へ上へと重なっています。ところが、丘陵の側面に段丘をつくっている地層、すなわち中・上部更新統の地層群は、それぞれ上位の地層の堆積範囲が下位層に比べてせばまっています、しかも川や海の方へ寄った低いところにあります。こうした地層の累積・分布の状態は、丘陵地の原形が、下部更新統の堆積直後、すなわち前期更新世末に完成したことを物語っています。そして丘陵の背面が広範囲にわたって平坦化しているのは、広域的な基準面（海水準）の影響下に、主として侵食、一部堆積によって形成されてきたことを示しています。

鮮新統・下部更新統の構造

以上のように、周囲の山地との地形上の差がはっきりとつくのは前期更新世末ですが、高地と低地の範囲がほぼきまったのは、鮮新統が堆積する直前ですから、中新世末ということになります。そして、これらの地層は、前期更新世末までに、変形しているのです。図1・2Aは、丘陵地の基盤の鮮新統・下部更新統の構造を模式的に描いたもので、図にみるように、の太平洋沿岸丘陵帯では緩やかに波曲しています。の北上・阿武隈河谷帯では低地帯の伸びの方向とは僅かに斜交する軸をもった緩い褶曲があり、脊梁山地帯の東側でやや急傾斜しています。の内陸盆地帯（図は新庄盆地を示す）では、南東縁で軸面が西へ倒れた非対称褶曲が顕著です。ただ盆地の北東縁では褶曲は消失します。また、出羽丘陵の東縁には正断層や撓曲があります。

の日本海沿岸丘陵帯では、軸面が西へ倒れた非対称褶曲が一般的で、これは下位の中新統とも共通しています。

この図は、ごく一部の地域の状態を示したのですが、一般的にいいますと、の地帯の変形は単純で、軽微。の地帯では大規模な非対称褶曲。の内陸盆地帯では、局地的な差異が大きく、かなり複雑です。そしてこうした変形構造は、鮮新統・下部更新統堆積後の低地帯の沈降と、それに伴う半～未固結堆積層の滑動によって助長されていると考えられます。

山形盆地

内陸盆地の1つである山形盆地では、最近、地盤沈下が起ったために、東北農政局によって地

下の地層が詳しく調べられました。それによると、盆地中央部の新期埋積物の地層の厚さは約350m、その下位には鮮新統と推定される左沢層^{あたらぎわ}があります。埋積物の最下部は下末吉期の堆積物で、最上部約10mが完新統です。埋積物は、扇状地礫層と後背湿地堆積物とからなり、地盤沈下はこの後背湿地堆積物の圧密沈下から生じました。盆地中央部は海拔100m余、堆積物の下底は海面下200m余の深さにあります。この深さは、丘陵背面形成後の海水準変化史からみると、局地的な沈降によると考えられます。沈降の開始は下末吉期直前で、沈降運動はそれ以後も継続しているのでしょう。そして、この盆地に流入し流出する河川の上流および下流の沿岸には、数段の河岸段丘があり、これには下末吉期のものが含まれます。河岸段丘がつくられているというのは、この地帯が河水面に対して隆起しているわけですから、沈降した地域は盆地内に限られます。その範囲は、南北30km、東西10kmです。

また、前述した左沢層は、盆地西側の隆起帯に狭い範囲で分布していますが、これが盆地の地下へ連続する状況は地表ではみられません。盆地の西～北西縁には多くの断層群（大部分が延長1km余以内）があって、中・上部更新統も変形しています。この断層群の配列状況をみますと、こうした地盤変動は、盆地内へ向かうやや大規模な地すべりとみてよいように思います。

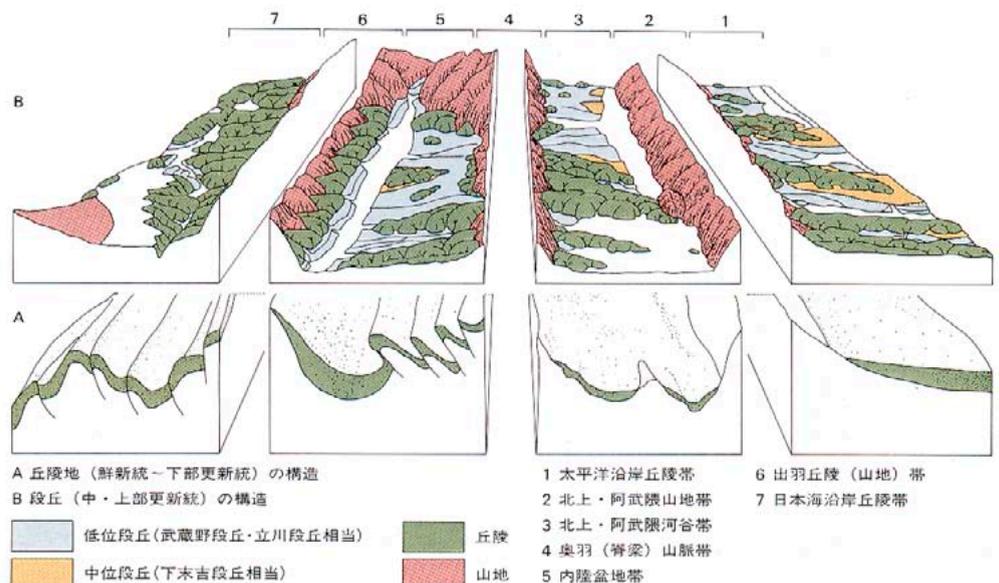
鮮新世以降における東北地方の構造運動

このように低地の形成は、中新世末にその原形が生じ、丘陵地成立後の低地の沈降と高地の隆起という、こうした2段階の運動によって現在の姿になっているわけですが、同じ低地列といっても、東側の北上・阿武隈河谷帯と西側の内陸盆地帯とでは、その様相が大分異なります。東側では、南北によく連続していますが、西側の内陸盆地帯では、不連続で配置も不規則です。こうした状況は、中新世末に低地の原形が生じたときからすでに備っていたわけで、西側の低地群の形成は、奥羽山脈以西の全域にわたる幅広い高地帯のなかで発生している運動として捉えることができます。

内陸盆地周縁の地質構造からみますと、奥羽山脈以西の地塊が、主として南北方向の不規則な割目を生じて分裂しかかり、その開いた部分に陥没～沈降が生じ、これらの盆地群を生成・発達させているように思われます。一般に、東北地方の鮮新世以降の応力場は東西圧縮型といわれていますが、低地～内陸盆地の発達からみると、少なくとも地表部は逆に東西に開いているように思われます。各低地列の鮮新統以降の地質構造を比べてみたとき、私の考えでは、地下深所に、北上・阿武隈山地帯の西縁から、日本海の海底下にのびるすべり面があって、その上の陸塊が西へ滑動しているとみなすことによって、こうした低地帯や内陸盆地の形成が説明できるような思います。

図1・2 - 東北地方における鮮新世以降の地殻変動を示す模式図

<中川, 1973>



<会津盆地の形成 1>

グリーンタフ堆積盆の発生とその分化

東北地方南部の盆地群

鈴木 最初に会津盆地とその周辺の各盆地との位置関係を、図2・1をかりて簡単に説明いたします。会津盆地は面積約300km²、その西側に小さな野沢盆地がありますが、この盆地は地質構造からみると会津盆地と一体となって形成されてきたものです。猪苗代盆地は、会津盆地の東側にあつて面積は約200km²、猪苗代湖（面積約100km²）があります。さらにその東側には郡山盆地があり、その北方に北東 南西に延びるのが福島盆地です。また会津盆地の北にあるのが米沢盆地。そういう配置になっています。

これら各盆地の周辺には、基盤岩として古い時代にできた変成岩類、古生層・中生層とそれらを買っている花崗岩類が分布しますが、そのうち会津盆地の北西部に凸出しているのが飯豊山塊、一番東側にあるのが阿武隈山地です。またこの山地の南西端から北北西に向け帯状に走っているのが、東北側の阿武隈帯と西南側の足尾帯・八溝帯とを境する棚倉破砕帯で、これは猪苗代湖の東側を走る破砕帯に続きます。つまり会津盆地や猪苗代盆地は、ちょうど棚倉破砕帯の西側の地域にあるわけです。そして会津盆地は、いま中川先生のお話しにありました東北日本の内陸盆地系列のうち、その南端に位置するということとなります。

猪苗代盆地も東北日本の南端にあるのですが、これは脊梁山脈の中に位置づけられる非常に特異な盆地です。この盆地には猪苗代湖がありますが、その湖水面の高さは514m、水深が一番深いところが94mなので湖底面の高さは420mです。一方、会津盆地は高いところで200mちょっと、盆地中央部の阿賀川(注1)が西へ流れ出す一番低いところの高さは170m。そして猪苗代盆地と会津盆地とは、北は猫魔火山、南は背巾高原とよばれる丘陵性山地でへだてられますが、その間にちょっとした低地域があり、そこを猪苗代湖から会津盆地へ向けて日橋川が流れますが、その低地域は約500m~200mの高さです(図2・3c-c'断面図参照)。このように、猪苗代盆地は、会津盆地と比べて随分と高いところにあり、脊梁山脈の中に位置づけられます。それから、福島盆地と郡山盆地という2つの盆地は、脊梁山脈と阿武隈山地との境を北流する

阿武隈川ぞいの低地域に沿ってできている盆地で、これは、北上・阿武隈河谷帯に属する低地域のなかの盆地とみなすことができます。各盆地の配置は、大体以上のようなことになっております。

グリーンタフ堆積盆の発生期~拡大期の地層

激しい火山活動と厚い地層の堆積さて、図2・1にみるように、この地域には、新第三紀の中新世の前期から中期初めにかけて、かなり大きな堆積盆ができ、グリーンタフ(緑色凝灰岩)を含むきわめて厚い地層が堆積しました。これは恐らく、それ以前にできていた古い時代の基盤を割って沈降するような場所が広範囲にわたって生じたのであろうと考えられるわけですが、このグリーンタフ堆積盆は、やがて小さな堆積盆に分化していきます。図2・2は会津・猪苗代地域の地質図、表2・2がこの地域の第三系及び下部第四系の対比表、図2・3は東西で切った3つの地質断面図、図2・4が主要地域の地質柱状図です。表2・2の対比表には、左端に100万年単位の年代、右端に盆地の形成過程を記しておりますが、私の話は、大体2,000万年前ぐらいから700万年前ぐらいまでの間のことで、グリーンタフ堆積盆の発生・拡大期から、その堆積盆が分化し、古盆地が発生してくるころまでの経過を、簡単にお話ししてみようというわけでありませう。

そうしますと、まず会津盆地の北から北東および桧原湖周辺の地域と、もう一つは盆地の南側の地域に、かなり早い時期から地層の堆積が始まります。対比表の大桧沢層や澗川層で代表される地層がそれです。この地層は地質図でみますと、現在、地表に顔を出しているのは、盆地の北縁山地と猪苗代湖の南西などのごく狭い地域だけですが、周辺域の地下にはかなり広い範囲で分布しているようで、最近のボーリングのデータでは、盆地の西南域で、地下1,800m程のところこの地層があることがわかりました(図2・3c-c'の断面図参照)。ですからこの地層は、盆地の北から北東にかけて、西南から東南にかけての両地域に、かなり広い範囲にわたって堆積し始めたわけです。

地層の堆積の始まりは、おおよそ2,000万年前ぐらいと考えられます。大桧沢層というのは礫岩と砂岩の地層、つまり砂と礫が主として堆積したわけで、この地層の厚さは500m程です。また一部地域では安山岩を主とした火山活動が

盛んでした。なかでも桧原湖周辺の東鉢山変朽安山岩や会津盆地南縁の澗川層というのは、熱水作用で変質した安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩で、グリーンタフ地域の最下部には、この特徴的な岩層が多かれ少なかれ共通して分布しています。

この大桧沢層、澗川層という地層に続いて、次には滝沢川層、上三寄層、黒岩層などという地層の堆積する時期に移り変わりますが、この時期になりますと、流紋岩質の、いわゆる酸性の火山活動が非常に活発に行われて、膨大な量の堆積物が堆積します(一部地域では、砂岩・礫岩などや中性の安山岩質の火山岩類もみられます)。地質図や断面図では、緑色の地層がこの時期のもので、地質図にみられるようにこの地層は、基盤の分布域以外では、会津・猪苗代両盆地の外側をぐるりと取り囲むように周辺の山地にくまなく露出しています。これらの地層は、当然両盆地の地下で連続しているわけですが、その地層の厚さもまた大変に厚いのです。滝沢川層の地層の厚さは、一番厚いところで1,400mぐらいあると推定されます。

また、対比表の盆地西縁および宮下~西山地区では、この滝沢川層の上に紫色の利田層あるいは宮下泥岩層が重なりますが、これは上三寄層や黒岩層の上部と同時期の地層で、宮下泥岩層が一番厚いところで500mもあります。そして、この利田層や宮下泥岩層が堆積した年代は、最近の資料によって、1,600~1,500万年前頃(N8~N9頃)であることがはっきりとわかってきました。

こうした事実から、この地域でのグリーンタフ堆積盆の発生期からその拡大期にかけての時期の特徴を要約してみますと、まず第1に、地層の堆積は2,000万年前ぐらいに始まる(注2)、始まったときには地層の堆積の場は多少限定されていたようですが、それは次第に拡大し、1,600万年前ぐらいまでの間に、基盤の分布域以外の全域が地層の堆積する場になった。

第2番目に、この時期に堆積した大桧沢層、滝沢川層、宮下泥岩層という3つの地層をトータルすると、ほぼ2,000m程度の厚さになる。

第3に、発生期に礫や砂などがかなり厚く堆積し、それに続いて安山岩の火山活動が始まり、酸性の火山活動に続いた地域が多いということです。

つまり新第三紀の始まりごろ、いわゆる中新世

注1 = 昔は揚川と記された。新潟県内では阿賀野川とよばれるが、福島県内では阿賀川とよばれる。本来は、日橋川、只見川合流点以下新潟県界までの川の呼称。盆地内の本流は大川とよばれるが、現在は大川をも阿賀川として扱っている。

注2 = 桧原層の下部(図2・4, Pa)からは、阿仁合型と考えられる植物化石群を産し、かつ、桧原層の下位に大桧沢層が分布すると考えられるので、一応 2,000 万年前と推測される。

前期から中期初めごろに、激しい火山活動を伴いながら、予想外に膨大な量の堆積物が、この会津盆地および猪苗代盆地の周辺域に堆積したわけです。

海域の拡大と膨大な沈降量

そしてもう一つ大事なことをつけ加えますと、滝沢川層あるいは上三寄層の後半ぐらいの時代から、海が入ってきたという証拠が見つかっていることです。大桧沢層はもちろん、滝沢川層の下半部が堆積した時代は、この地域ではまだ海は入っていないかららしい。それは、今のところ、海成層が堆積した証拠がないという、ネガティブな証明しかできないという事情ではありますが、どうも海は入っていない。しかし、滝沢川層の上半部から利田層・宮下泥岩層になりますと、海が入ってきたという証拠が十分にそろい、その範囲も基盤岩の分布する地域にまで拡大しております。

しかも特記すべきことは、利田層や宮下泥岩層などの1,600万年前頃の地層から産出する有孔虫の化石を調べますと、その堆積深度は少なくとも500m~1,500m弱の水深という値が出てきます。その化石を産出した場所を具体

的にいいますと、宮下の北方や東方と、もう一つは清水利田です。こうした場所では、利田層とか宮下泥岩層が堆積したときの海の深さは、おおそ500mから1,500m(上中部半深海)であった。

そうしますと、先ほど述べましたように、大桧沢層、滝沢川層、そして利田層や宮下泥岩層までの厚さが2,000mという堆積量ですから、中新世の始まりの2,000万年前頃から1,600万年前頃までの間に、この地域一帯にはものすごい沈降運動が生じている。地層の厚さが2,000mちかくもあり、しかも2,000mたまり終えたころのそのときの水深が500m~1,500mというのですから、これはかなり膨大な沈降量であると結論できるわけです。

ただし、このことは、この地域全体について均一に考えることはできなくて、会津盆地の西側の地域では水深が非常に深い泥岩の発達が目立ちますが、東側の地域ではそういう積極的な証拠がなくて、比較的浅い海底で堆積したという証拠が出てきます。ですから、地域的には、かなりのリリーフ(起伏)があり、沈降量も場所によってかなり違っている。そういう

ことになるかと思えます。

海底での盛んな火山活動

1,600万年前ごろの時代までは以上のような経過をたどりますが、その後、1,500万年前ぐらいまでの時期には、荻野層、面川層などの地層が引き続き堆積します。地質図では濃い青色で示してありますが、図にみられるように、周辺の山地一円に最も目立った分布をしています。この時代になりますと、宮下泥岩層上部のように、一部泥が堆積しているところも残りますが、再び酸性の火山活動が非常に盛んになります。このときには安山岩などの中性の火山活動も同時に行われています。そして、これらの地層の中からは、たくさんの場所で海にすむ動物の化石が産出しますから、これらの地層は海底で堆積したもので、活発な火山活動もすべて海底での噴火です。この時期の地層の厚さは約500m、このころまでがグリーンタフ堆積盆の最も拡大していた時期になります。図2・1は、東北地方南部でのこのころまでの堆積盆の拡大の様子と海の広がりの様子を示したもので、基盤の分布域を除き、東は阿武隈山地の西縁付近まで連続した海域が広がっておりました。

図2・1 - 中新世前期から中新世中期にかけての堆積盆の形成過程

<鈴木, 原図>

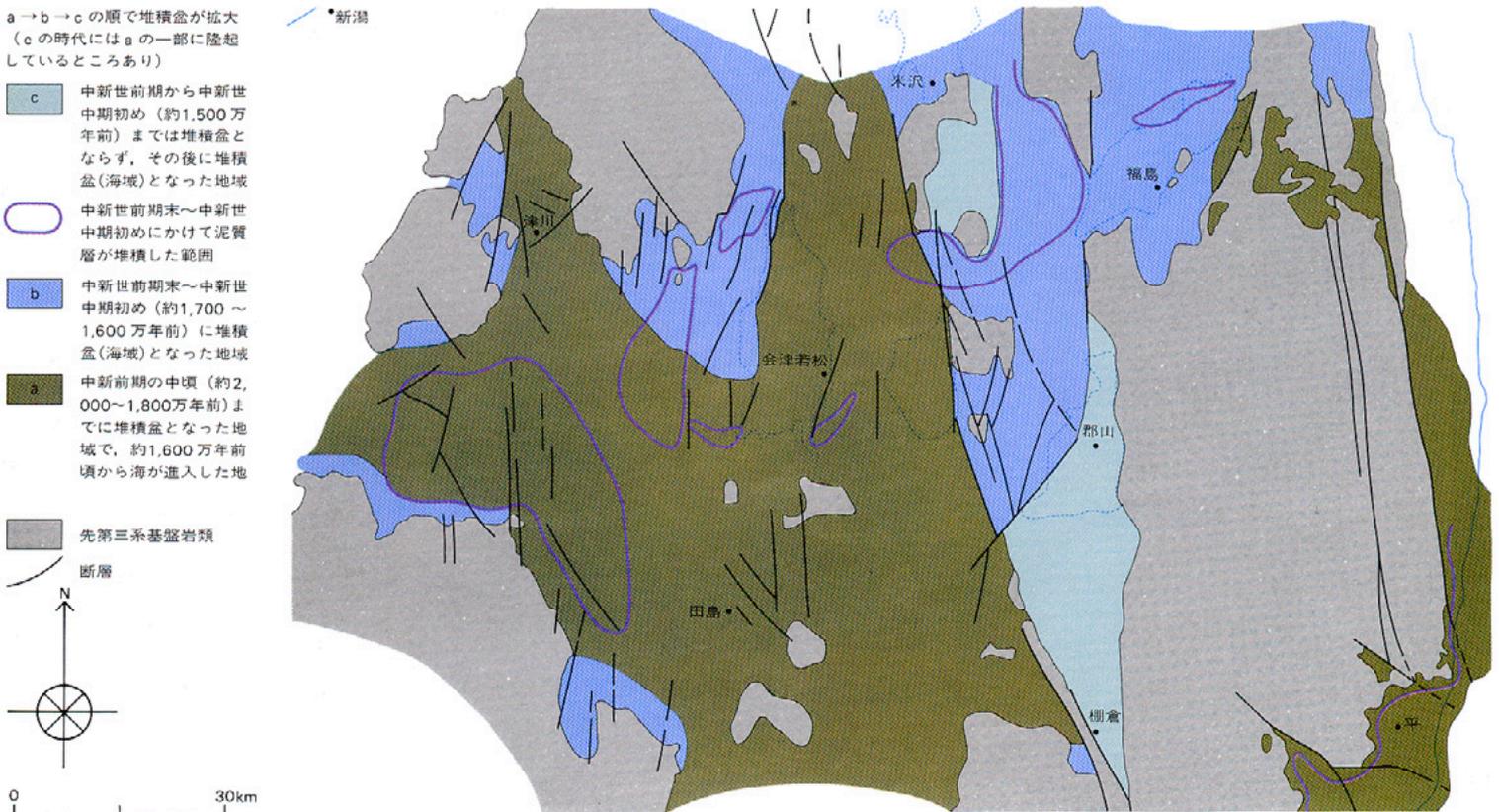
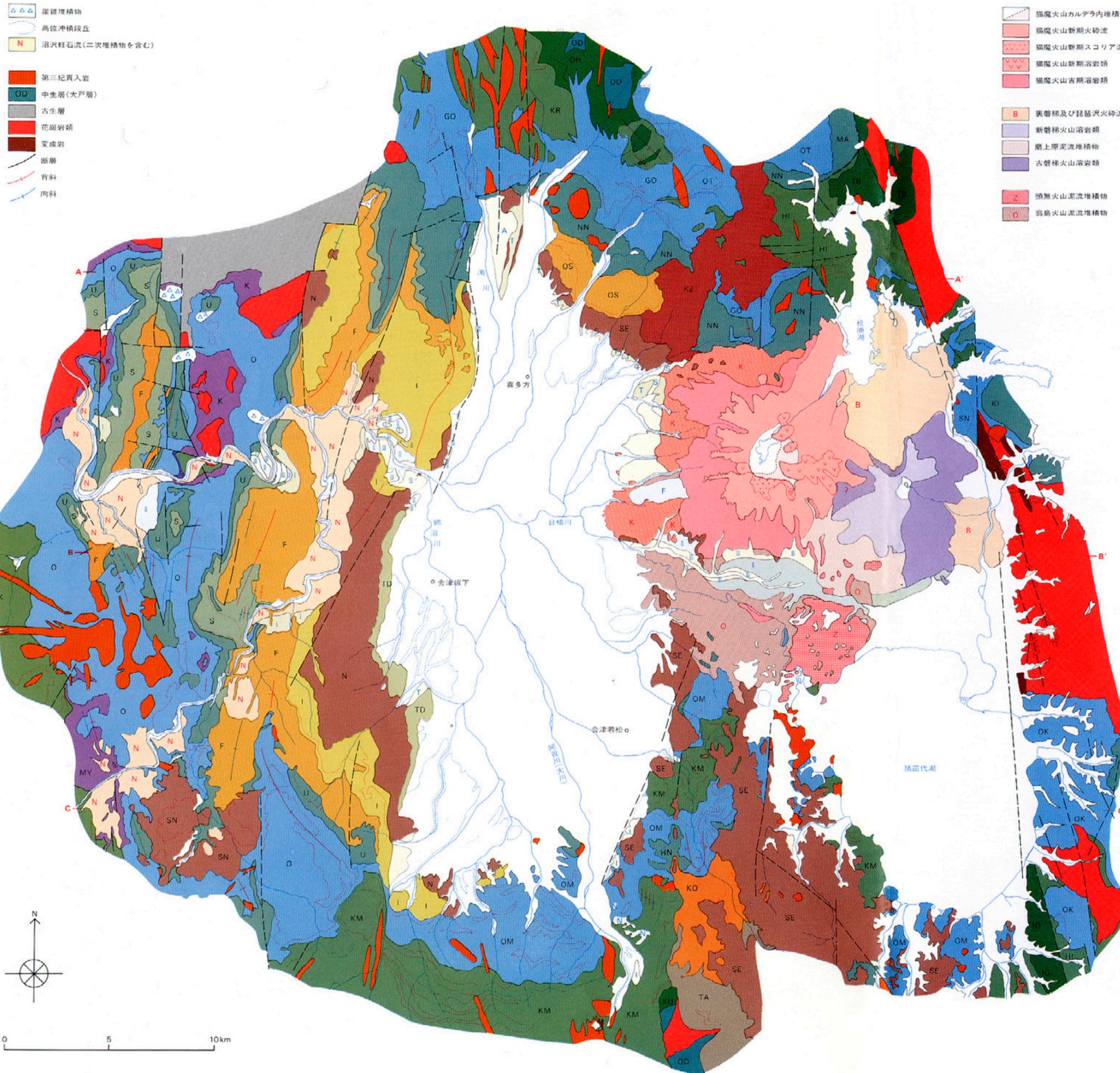


図2-2 会津盆地・猪苗代湖周辺地域の地質図<凡例は表2-2及び表2-1参照>

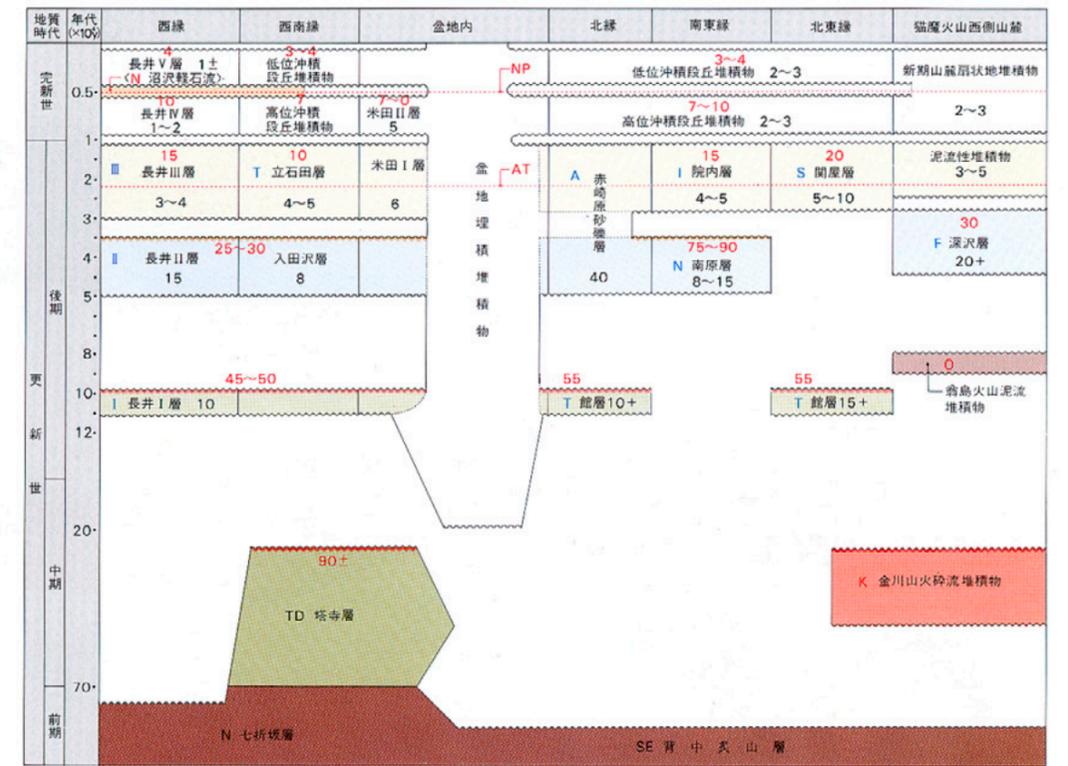


<鈴木・真鍋・吉田，原因>

- 猫魔火山カルデラ内堆積物
- 猫魔火山新期火砕流
- 猫魔火山新期スコリア流
- 猫魔火山新期溶岩類
- 猫魔火山古期溶岩類
- 裏帯礫及び礫基沢火砕流
- 新期梯火山溶岩類
- 磨上厚泥流堆積物
- 古期梯火山溶岩類
- 頸無火山泥流堆積物
- 磐島火山泥流堆積物

表2-1 会津盆地の第四系対比表

<鈴木・真鍋・吉田，1977，一部改訂>



A数字は比高度(m) スミ数字は堆積物の厚さ(m) 赤色風化殻 = 著 中 僅 NP = 沼沢火山灰 AT = 恰良火山灰

表2-2 会津盆地・猪苗代湖周辺地域の第三系・第四系(下部)の対比表

<鈴木・真鍋，1986>

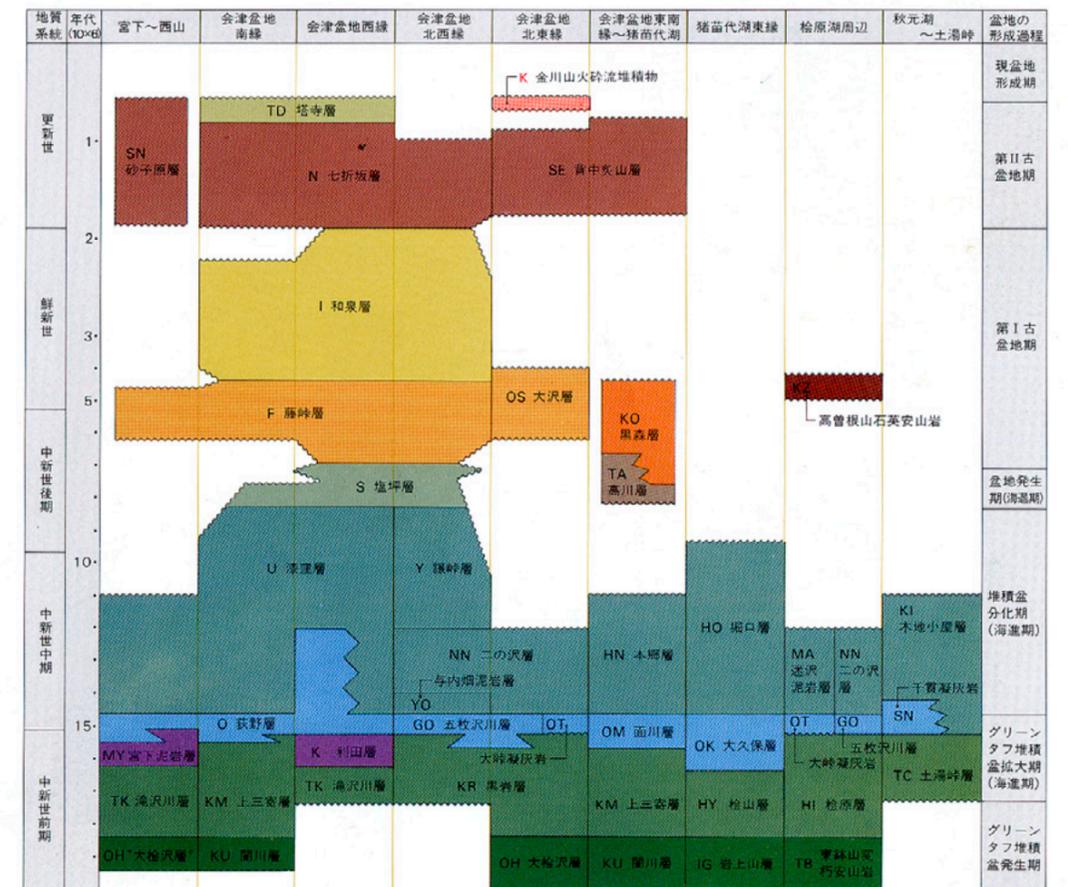


図2-3 - 会津盆地・猪苗代湖周辺地域の東西地質断面図

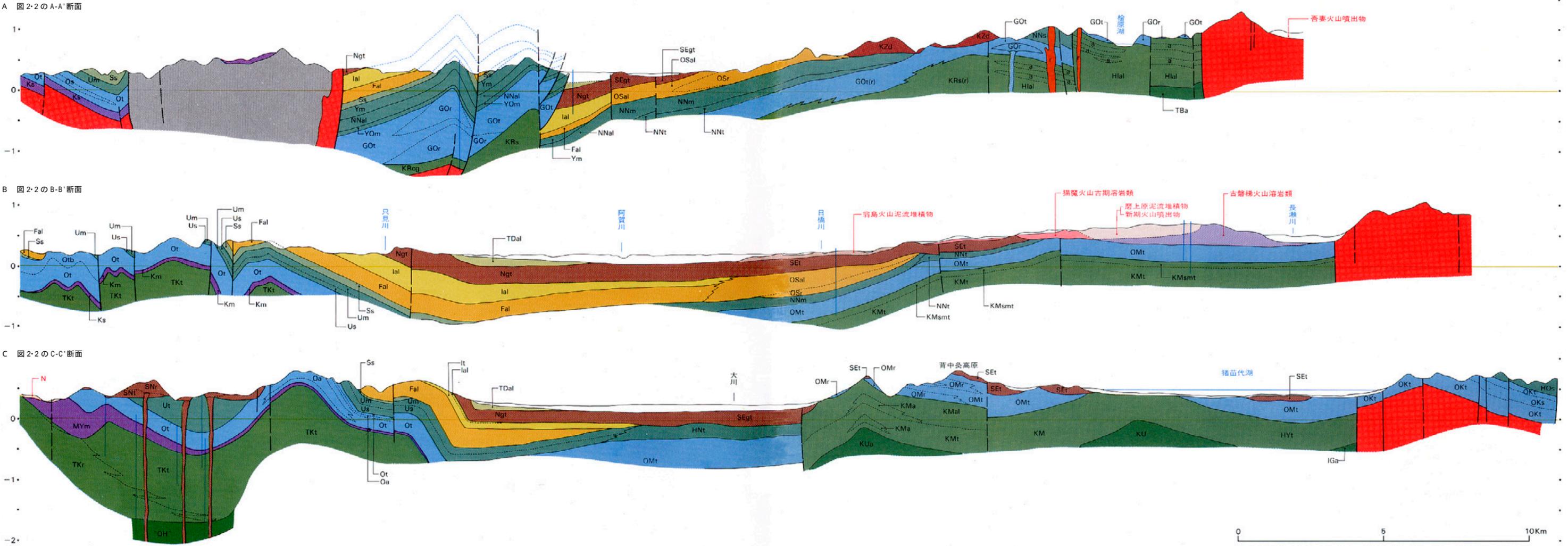
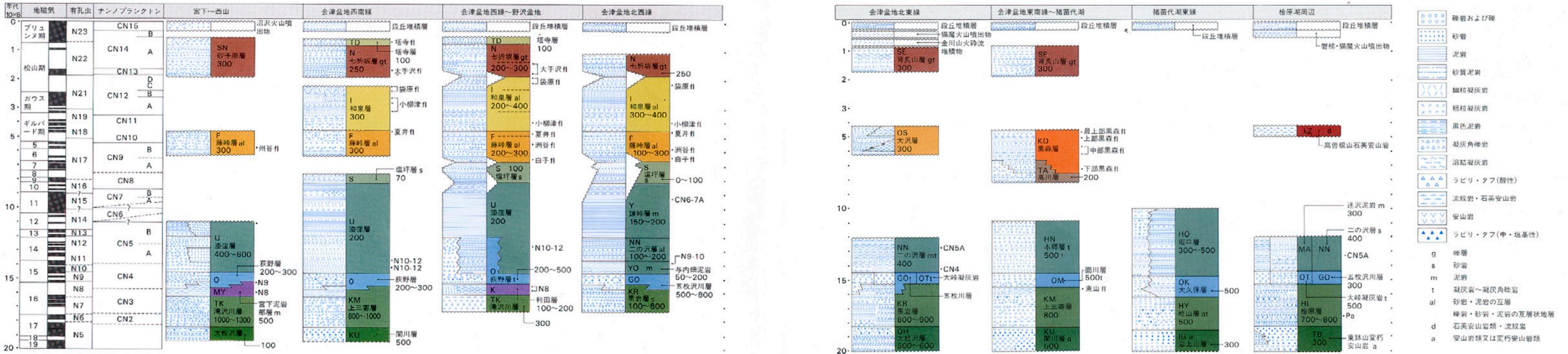


図2-4 - 会津盆地周辺地域の地質柱状図



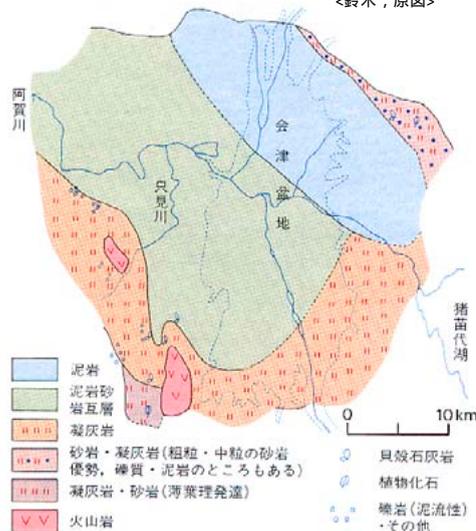
<鈴木・真鍋, 1986>

堆積盆の縮小と分化のきざし

さて、こういう状態で経過した後、今度は、漆窪層の堆積する時期になります。この地層の堆積の時期は、最近見つかったいろいろな微化石から判断しますと、まだはつきりしない点もあるのですが、大体1,450万年前～800万年前ぐらいと考えてよろしいだろうと思います。この漆窪層というのも海に堆積した地層であります。この時期前半(14.5～12Ma)の堆積状態を知るために1枚の図をプロットしてみました。図2・5の「漆窪層下部堆積時における層相分布」というのがそれです。

この図で見ますと、会津盆地北縁部には、この時期の二ノ沢層とよばれる泥岩が厚く堆積しています。これは、厚さにして500mぐらい、100～500mの深さの海底の堆積層です。それが会津盆地の西縁部あたりになりますと、砂岩と泥岩の繰り返しの地層が主体になり、しかもその厚さは、せいぜい100m程度、水深50mほどの海底の堆積層です。さらにその南側の柳津町西部では、凝灰岩あるいは砂岩・凝灰岩の地層に移り変わっていきます。ここでの火山活動は、安山岩と同時に流紋岩を噴出しているのですが、それらの凝灰岩類はかなり厚く堆積しており、厚いところでは500～600mぐらいにも達しています。また、この地層中には、砕屑性の貝殻石灰岩がはさまれますが、それらの貝殻はかなり浅い海底に生存する種類のものからなります。このように、この時期には層相や地層の厚さが水平方向で著しく変化しているのですが、この変化は図にみるように、南北方向で著しい。と

図2・5 - 漆窪層下部堆積時における層相分布
 <鈴木, 原図>



ころが北西から東南の方向では、同じ岩相が連続して延びているという傾向がみられます。さらに東の方の地域では、その連続の方向が東西に延びるような傾向もみられます。ということは、この時期には、北西 東南方向の構造が強く働いて、地層の発達を規制していると考えられるわけです。

そして次の漆窪層上部の時期になりますと、さらに著しい変化があらわれ、今度は地層の堆積する場所が限定されてしまいます。漆窪層上部とその相当層である 讓峠層は、硬質や黒色の泥岩を主とする100～200mの厚さの地層(注3)で、少なくとも上部半深海の堆積物ですが、これらは、会津盆地の西側の地区でしか発達がなく、東側ではその地層をみることはできません。対比表の空白部は堆積している地層がみられないということです。地層を堆積しない地域は、一般的な隆起傾向にあると考えられるわけですが、いずれにしてもこの時期は、それまで一様に地層を堆積していた広大な一つの堆積盆が、地層を堆積する場と、堆積しない場とに分かれ始める。それでこの時期を堆積盆の分化期と称しているわけです。

分化した小堆積盆

北西 南東方向の隆起帯と全般的隆起
 こうした状態の上に、今度は塩坪層という地層が重なってきます。この塩坪層も盆地の西側にしか発達しておらず、その堆積域は漆窪層上部よりもさらに狭められていると考えられます。塩坪層は、砂岩を主体にした地層、詳しくいいますと、上半部がほとんど砂岩からできていて厚さは50m、下半部が砂岩と泥岩、それに凝灰岩を挟む約50m程度の地層。トータルの地層は、一番厚いところで100mです。

この塩坪層からは貝化石群集がたくさん産出します。その貝化石群集から、堆積した当時の海の水深を判定しますと、塩坪層の堆積し始めのころは、-150mぐらいと判断できます。ところが、塩坪層の堆積が終わるころの砂の堆積した深度は、一番深いところで20～30mの水深を示しているのです。そうしますと、塩坪層が一番厚いところでも100m程度ですから、地層が100mしか堆積しないのに、その100mの地層の堆積が終わるころには水深がより浅くなってしまっている。ということは、塩坪層が堆積している時期には、地層の堆積する場の沈降速度よりも、海退の速度の方がまさっていたと考えな

ければならない。しかもこの時期は、他の広い地域はすでに地層を堆積する場ではなくなってしまっている。ですから、塩坪層の堆積している時期というのは、堆積盆の周辺域では、傾動的な隆起運動が行われている傾向にあったと考えられます。

さらにもう一つ、塩坪層と漆窪層の間の地層の重なり方を調べてみますと、現在の盆地の西側の方では整合的に重なるのですが、南西側では塩坪層と漆窪層の間にローカルな(局地的な)不整合があらわれます。また北側では、漆窪層の上半部の地層が欠けてしまい、塩坪層もみられません。こうしたことからみますと、塩坪層の堆積の始まるころからは、全般的な海退運動と同時に、堆積盆の周辺域ではより大きな隆起運動が行われていたであろうということが読み取れるわけです。この隆起運動を他のいろんなデータをもとにして調べてみますと、1つは、会津盆地の南西側の地域、大桧沢層、滝沢川層、宮下泥岩層、そういう地層を大量に堆積した場所が、塩坪層の堆積するころにはもう浮き上がってしまっている。しかもその隆起帯は、北西 南東方向に軸があると考えられます。

それと同じ現象は会津盆地の北側にもみられ、やはり北西 南東方向に軸をもつ隆起帯が出てきております。これら2つの隆起帯を東の方に延ばしてきますと、東の方では余りはっきりした方向性が出てこないのですが、会津盆地の東側から猪苗代盆地周辺域は、全体として盛り上がり地域になっていたと考えることができます。

一方、対比表には、会津盆地東南縁～猪苗代湖という地区に塩坪層・藤峠層と同時期の地層と考えられる高川層と黒森層があります。これらは、地質図にみられるように猪苗代湖の南西方に分布しておりますが、高川層は流紋岩溶岩を挟む酸性凝灰岩を主とする地層で、浅海性の貝化石を産出します。また黒森層は縞状葉理のよく発達する泥岩・細粒凝灰岩からなる互層状の地層で、真珠岩溶岩を挟み、多くの植物化石を産出します。そして、この2つの地層はいずれも火山性の陥没盆地が生じて、そこを埋めて堆積した地層で、それは周辺一帯が全体に隆起している過程で落ち込みができ、そこに高川層とか黒森層が堆積をしている、そういう形になっています。ですから、この辺一帯は漆窪層上部堆積時のころからすでに隆起運動があらわ

れ始めていて、その隆起の過程で、塩坪層の堆積時に陥没を生じたと考えられます。つまり、西の方では飯豊山地の南北両端部から延びてくる北西-南東方向の2つの隆起帯、東の方は全般的な盛り上がりの地域をつくるような形の運動が生じて、その結果、会津盆地の西側の狭い地域に塩坪層の堆積範囲が限定されていったわけです。

このことを、もう少し広い地域でみてみますと、漆窪層上部の時期に分化し始めた堆積盆が、塩坪層の堆積時期になると幾つかの小さな堆積盆としてその姿をはっきりとあらわしているのがわかります。塩坪層と同時期の地層は、米沢盆地の西側にも、また南会津の西部にも分布していますが、これらは北西-南東方向の2つの隆起帯で境されて、会津盆地の西側地域のそれと同じく、ほぼ孤立した浅海の小さな堆積盆という形になっています。

また猪苗代盆地の東方、脊梁山地の東側の郡山盆地の西側にも、塩坪層と同じ時期の地層が小規模に堆積しています。そして、この間の全般的な盛り上がりの激しかった脊梁山脈の地域には、いくつかの火山性の陥没盆地が生じている。

図2・6は、中新世後期の東北地方南部域に生じた沈降性の内陸盆地と火山性の陥没盆地を、地質構造概略図中に示したものです。この図から、いま述べた状況がよくわかりいただけるかと思えます。

小さな海の堆積盆から古盆地へ
塩坪層を堆積した海は、やがて退いていきます。ただ、先ほども申しましたように、この小さな堆積盆は、地層を堆積しながらも海退の傾向にあった。言いかえると、全般的な隆起の過程で、基盤の沈降的な性格がまだ残されている場所であった。そのために、全域が陸化しても、この凹所には引き続き陸水成の地層が堆積することになります。対比表には、塩坪層の上に藤峠層が整合に重なっていますが、これは淡水性の貝類、水草類、珪藻などを多く含む陸水成層です。つまり、グリーンタフ末期の小堆積盆は、中新世末以降は、内陸盆地（古盆地）としてその姿を変え、引き続き新しい地層を堆積する場に移り変わっていく。ですから、この地域では、グリーンタフ下部の地層から、連続して切れ目なく地層の堆積が続く。こういう注目すべき現象がみられるわけです。さきの図2・6からも、

中新世末の内陸盆地が、グリーンタフ末期の分化した幾つかの小堆積盆と密接に関連して発生している様子がよくわかるわけですが、もう一つ重要なことがあります。

図に示されるように、中新世末に発生した内陸盆地の輪郭もまた、脊梁山脈全域の隆起と、小堆積盆を分化させた北西-南東方向の隆起帯によって強く規制されており、これらの隆起運動が引き続き強化されていたということです。

東北地方の内陸盆地帯における各盆地の境というのも、大体この時期の北西-南東方向の曲線的隆起運動によって定められているわけで、その意味では、現在の盆地列をつくる大きな土台というものが、この時期に形成されたということが出来ます。そして、沈降性の内陸盆地と火山性の陥没盆地の配列をみますと、北北東-南南西方向をとるようにみえます。これは、これらの盆地群を形成した運動の解明にたいへん示唆的であると思われる。

中新世中期の古地理

編集 海域が最も拡大していた時期には、当時の東北地方は、太平洋から日本海までをつなぐ海域の中で、点々と島を浮かべているといった状況になっていたわけですか。

図2・6 - 中新世後期における沈降性内陸盆地と火山性陥没盆地

<鈴木, 原図>



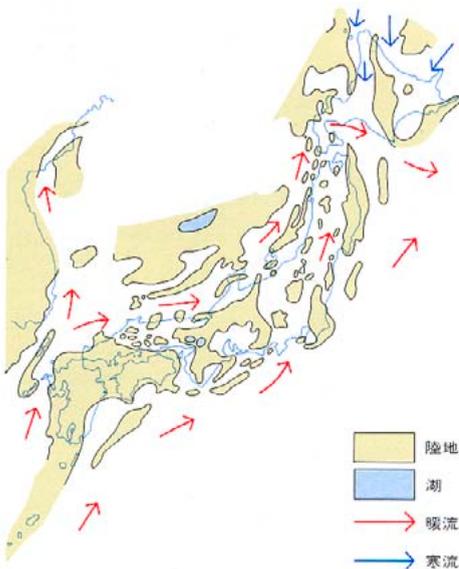
鈴木 そうです。当時の東北日本は、大体多島海の状態といつてよいと思います。

編集 中新世の前期～中期というのは、まだ大分暖かかったと聞いておりますが、当時の東北地方の海もまだ大分暖かくて、海浜にマングローブが繁っていたというようなことはありませんか(笑)。

鈴木 中新世中期前半の時期(約1,600万年前ごろ)には、台島型植物化石群であらわされる温暖型の植生が分布していたことが知られています。このなかには、亜熱帯や暖帯域に分布するクス、カシ、タブ、ツバキ、楓などの種属が多く含まれています。そしてこれを、亜熱帯の植生であったと解する研究者もおりますが、東北地方のものは、ケヤキ、シデ、ブナなどの温帯性の落葉広葉樹の種属も多く含んでいますので、私は、暖帯域の植生と考えた方がよいだろうと思っております。

もちろん、この時期の海は、図2・7に示すように暖流であったことが知られています。ただし東北地方の南部の沿岸域には、マングローブ林の分布があったかもしれませんが、マングローブ林に広く覆われていたというようなことは、ちょっと考えられません。

図4・7 - 中期中新世初頭の古地理図
<Tsuchi(ed),1981を簡略化>



<会津盆地の形成 2> 古盆地の時代

山都層群の編年図

真鍋 ただいまの鈴木先生のお話にありましたように、塩坪層堆積時あたりから海が退いていき、それに引き続いて、現在の会津盆地の周辺に陸水成の地層を堆積する盆地ができ上がっていきます。この盆地における地層の発達は、段階的に進行しながら、やがて地層の堆積する範囲をほぼ現在の盆地の周辺に限定してくるのですが、その時代を古盆地の時代といっております。年代でいいますと、約700万年前～600万年前頃から約20～30万年前ぐらいの期間で、中新世末から鮮新世をへて更新世中期までということになります。

この時代に堆積した地層は一括して山都層群とよばれ、それらは下位から順に藤峠層、和泉層、七折坂層、そして塔寺層と整合に重なります。ただし、和泉層と七折坂層の間には、後で述べるように、かなり著しい局地的な不整合がみとめられ、古盆地の発達が段階的に進行したことを示しています。そのため、藤峠層、和泉層の堆積時期を第1古盆地期、七折坂層、塔寺層の堆積時期を第2古盆地期とよんでおります。これらの地層は、さきの地質図では黄色～茶色系で示されており、野沢、会津の各盆地の周辺域に、現在の盆地と中新世の地層とに挟まれるような格好で地表に露出しています。これらの地層はすべて陸水成の地層ですが、その累計の厚さは最大で1,000m、最も厚くたまっている地域は、現在の会津盆地の西のへり、会津坂下町の付近です。重力異常の測定の結果をみても、そのあたりが負の異常の最も高いところにあたります。

ところで、これらの各地層については、その中の鍵層(キーベッド)になる凝灰岩層を広く追跡して、地層の連続性や同時性を確認する。また、その凝灰岩の絶対年代を測定して地層の堆積した年代を調べる。あるいは、地層中のいろいろな層準から植物化石がたくさん出てきますから、そういったものを検討する。さらには、堆積岩の残留磁気を測定し、それによって古地磁気層序(地磁気の変化史)を組み立てて、地層形成の時間的系列を検討する。こういった総合的な調査・研究が長年にわたって行なわれてきました。その結果、この地域の陸水成の地層

全体についての時間的、空間的な分布の実態がほぼ解明されてきました。地層の空間的な分布はさきの地質図に示されていますが、時間系列に対応して、それらを総括した編年図が図3・1で、これは、山都層群の岩相層序・生層序および古地磁気層序の関連を示した図です。以下、この編年図や地質図などを手元におきながら、古盆地の発達史を概観してみたいと思います。ただ、古盆地時代の植生については、別に鈴木先生に一括してコメントしていただこうと思っております。

第1古盆地の拡大期

さて、一番下位の藤峠層は、厚さ約350mで、上部、中部、下部に細分されます。藤峠層の下部は、塩坪層に整合に重なるのですが、すでにこの地層は前の時代の海のなごりも残さずに、完全な陸水(淡水)の環境下で堆積しております。地層の分布範囲は塩坪層のそれよりも小さくなっています(図3・2A)。

藤峠層の中部は、礫層と火砕流堆積物である凝灰岩層によって特徴づけられますが、とくに厚い礫層がかなり顕著に発達しているのが目立ちます。この時期になりますと、塩坪層堆積終了後、縮小気味であった湖沼性の盆地が一転して大きく拡大いたします。図3・2Bは、この時期の盆地の輪郭を復元してみたもので、図にみるように西は野沢盆地から東は猪苗代盆地の西方まで盆地は大きく拡大しています。

藤峠層とその下位の地層との層位関係を野外で追跡していきますと、この古盆地の中央部の地域(現在の阿賀川筋付近)では、下位の塩坪層に整合に重なっております。ところが北部および南部の地域では、藤峠層の下部を欠如して、藤峠層中部の地層が直接下位の地層(塩坪層下部、漆窪層、荻野層やそれらの相当層)に、緩い傾きをもった不整合面を介してオーバーラップしています。そういう形の不整合が観察されるわけで、これにより藤峠層中部堆積時には、北部や南部では急速に盆地が拡大していったことがわかります。また、東側の方でも、猪苗代盆地との境のあたり、現在の猫魔火山の南西麓付近でのボーリング試料によって、ここに藤峠層中部に相当する地層(大沢層)の分布していることが確かめられています。こうしたことから、盆地の形が東西方向にも大きく拡大していたことがわかるわけです。

この時期はまた、古盆地の縁辺域や局辺域では

火山活動が活発に行われていました。先ほどの鈴木先生のお話にもありました、陥没盆地に堆積した黒森層のなかの流紋岩や真珠岩（パーライト）などはこの時期のもので、盆地の北東縁の大沢層中にも、真珠岩、石英安山岩などの溶岩・溶結凝灰岩などが分布しています。図に示すように、とくに真珠岩類の発達が目立つのが特徴です。

拡大期における地層の堆積速度

とことろでさきの編年図の右方には、古地磁気層序を示したコラムがあります。これは、会津地域の堆積岩の残留磁気を測定して得られたもの

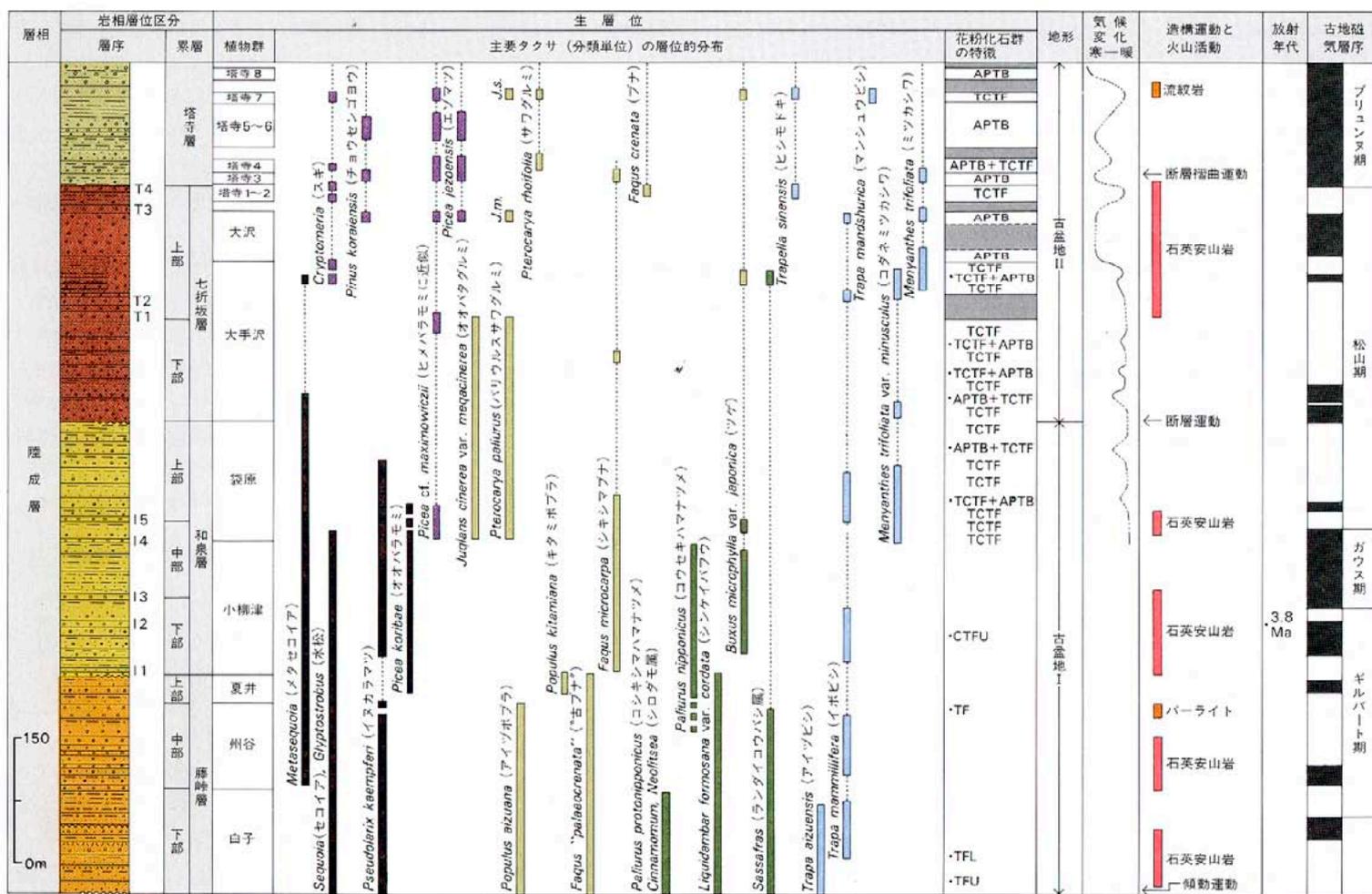
で、地球磁場が現在と同じ向きにあった時代が黒、現在と逆の向きにあった時代は白として表示し、地球磁場の極性をもとにした層序区分です。そしてこの白と黒のしま模様のパターンを、鍵層の絶対年代などを手がかりにして凡世界的な標準の極性年代尺度（極性変化史）と対比させていく。このような操作によって古盆地の地層の中に年代の目盛りを入れることができます。そうしますと、古盆地の方では地層の厚さがわかっていますから、その平均的な堆積の速度がわかるはずであります。図3・6は、こうした方法によって求められた結果で、縦軸のしま模

様が古盆地の中に堆積した地層の古地磁気層序、上方の横軸で示したしま模様が標準の極性年代尺度です。この2つを対比させると図中に示されるような折れ線グラフが描けるわけです。図中で、右下の記号のない矢印が藤峠層下部の堆積の開始時、aの記号のついた矢印が藤峠層の中部の堆積開始時期になります。

そうしますと、藤峠層中部の堆積開始時期には折れ線がグッと立ち上がっておりまして、堆積のスピードが急に増大していることが読み取れます。下の図は、上の折れ線グラフに対応させて描いた各地層の1,000年間当たりの平均堆積

図3・1 山都層群の岩相層序・生層序および古地磁気層序の関係

<鈴木・真鍋, 1982, 一部改訂>



岩相層位区分: 11~15 和泉層中の凝灰岩層

T1~T4 七折坂層中の鍵凝灰岩層

生層位凡例: J.m. *Juglans mandshurica* (マンシュウグルミ), J.s. *Juglans sieboldiana* (オニグルミ)

APTb *Abies, Picea, Tsuga and Betula* (モミ, トウヒ, ツガおよびカンバ)

TCTF *Taxaceae, Cupressaceae, Taxodiaceae and Fagus* (イチイ科, ヒノキ科, スギ科およびブナ)

CTFU *Cupressaceae, Taxodiaceae, Fagus and Ulmus or Zelkova* (ヒノキ科, スギ科, ブナおよびニレノケアキ)

TF *Taxodiaceae and Fagus* (スギ科とブナ)

TFL *Taxodiaceae, Fagus and Liquidambar* (スギ科, ブナおよび樺)

TFU *Taxodiaceae, Fagus and Ulmus or Zelkova* (スギ科, ブナおよびニレノケアキ)

..... 花粉化石のみの資料で示されるメタセコイアとスギの出現範囲

- 温帯性針葉樹
- 寒冷地性針葉樹
- 温暖型広葉樹
- 冷温型広葉樹
- 水草

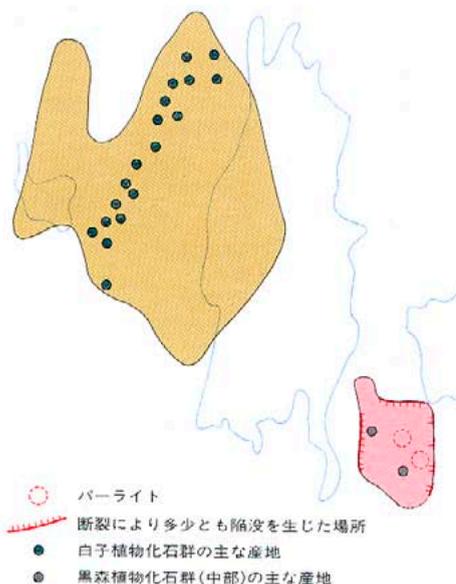
量です。藤峠層の下部の時期は1,000年当たり9 cmですが、藤峠層中部の時期になると、堆積量は約60cmにもなり、堆積のスピードがぐんと上昇しているのがわかります。

堆積速度を相対的な盆地の沈降量に置きかえてみますと、東西方向に水平的な拡大をした藤峠層中部の時期は、同時に沈降量そのものも増大しているわけです。また礫岩や火砕流タイプの凝灰岩が多いことから、古盆地周辺の隆起運動も相対的に大きかったことが推定されるわけです。藤峠層中部の時期には、こうした一連の出来事が起こっているわけですが、その後、藤峠層上部の時期になりますと堆積のスピードも鈍くなり、次の和泉層の堆積に移り変わります。

縮小する古盆地

和泉層は最大の厚さが400m、比較的固結度の低い礫岩、砂岩、泥岩の互層で、多くの層準に亜炭層や凝灰岩層を含みます。このうち鍵層になる凝灰岩層を基準にして、和泉層は、上部、中部、下部に細分されます。藤峠層の中・上部と比べると、和泉層の分布範囲はかなり狭く、この時期には盆地の範囲がぐんと縮小してしまいます。図3・3が和泉層下部堆積時の古盆地の輪郭ですが、その縁辺部では、同層の上部あるいは中部の地層がなくなってしまい、次の時期の七折坂層下部の地層に不整合に覆われています。ですから和泉層の堆積時期は、古盆地が次第に縮小していく傾向にあり、和泉層上部の時期は図に示した範囲よりさらに小さくなった

図3・2A - 藤峠層下部堆積時の盆地



ものと考えられます。

第2古盆地の拡大期

西縁における北部と南部の隆起

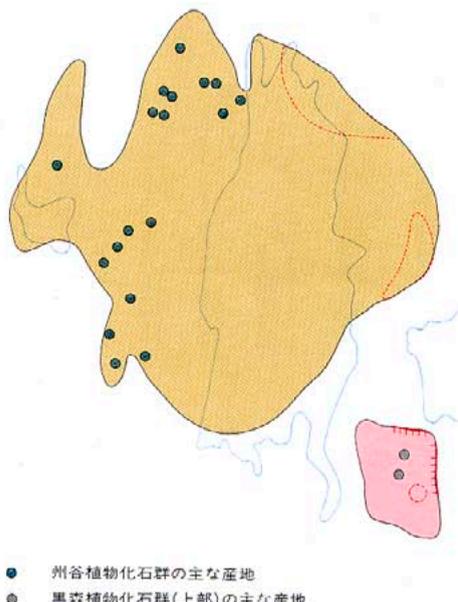
和泉層の堆積後、古盆地には引き続き七折坂層、さらに塔寺層が堆積しますが、この時期が第2古盆地期になります。七折坂層は、厚さ約300 m、上部と下部に二分され、下部はほとんどが礫層、上部は主に礫岩と石英安山岩質の凝灰岩層からなります。そして、七折坂層下部の堆積開始時には、再び盆地の拡大がみられます(図3・4 A)。

それは、七折坂層の下部の礫層を追跡していきますと、盆地の北部あるいは南部の地域で、上部や中部を欠如する和泉層に不整合関係で重なる部分がみられ、この時期に盆地の拡大が始まったことがわかるわけです。盆地が最も大きくなったのは七折坂層上部の時期で、図3・4 Bが当時の盆地の輪郭です。図にみられるように、この盆地の拡大期には石英安山岩質の火砕流堆積物の発達が著しく、周辺域での火山活動が盛んであったことがうかがえます。

この時期の堆積速度を先ほどの図3・6によりみていきますと、折れ線グラフ中のbの矢印が、ちょうど七折坂層の堆積開始時に相当します。そこでも藤峠層中部の場合と同じく盆地の拡大に合わせて堆積の速さが増大していること、すなわち周辺域の隆起運動の増大していることが読み取れるわけです。

猪苗代湖の西縁から会津盆地の東縁にかけては、

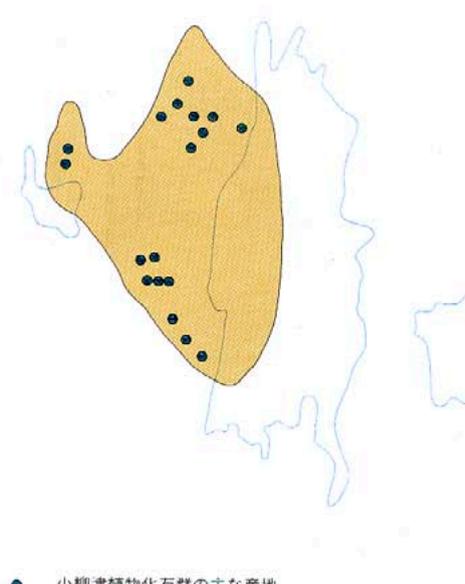
図3・2B - 藤峠層中部堆積時の盆地



さきの図にみましたように石英安山岩質の溶結凝灰岩が広く分布しておりますが、これは背中央山層とよばれています。猫魔火山の南側に分布するこの地層に含まれている礫の種類を調べますと、かなり多くのが北部の脊梁山地の周辺に分布する高曽根山石英安山岩から供給されていることがわかります。そういうことから、この時期には脊梁山脈あたりの隆起がかなりスピードアップしているのだらうと推定されます。ついでに背中央山層の地層の厚さ、堆積の状況を述べますと、猪苗代湖のすぐ西岸あたりでは、下位のグリーンタフの地層がすぐ顔を出しまして、背中央山層は非常に薄いか、あるいはほとんど堆積していないという状態です。ところが、猪苗代湖と会津盆地の中間にある背中央山から会津盆地側に向かっては非常に厚くたまっているのです。このことは、七折坂層堆積時には、猪苗代湖の地域は、まだ盆地のような形態、つまり物をどんどんため込むような形にはなっていないで、むしろ後背地として侵蝕を受けていたことを示しています。

ところで古盆地の西側では、この時期にきわめて注目すべき現象がみられます。七折坂層は、さきに触れましたように、礫層が非常に優勢な地層であります。その七折坂層の下部の礫層の礫の種類を検討してみますと、古生層あるいは花崗岩などの新第三系の基盤をつくっている岩石の礫が50～70%の割合で含まれています。その礫の供給源を基盤の分布域から推定しますと、

図3・3 - 和泉層下・中部堆積時の盆地

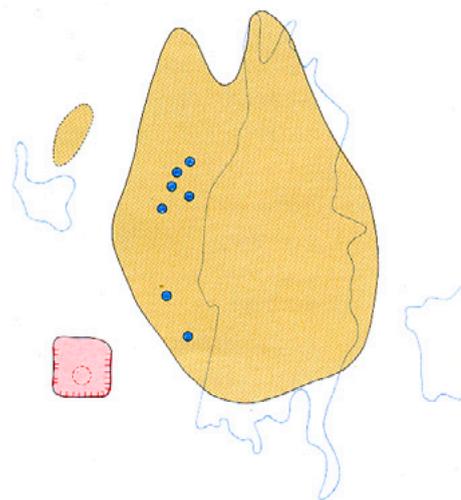


礫の大部分は、飯豊山塊あるいは盆地の北西縁辺の先第三系および花崗岩から供給されております。ですから飯豊山塊および盆地北西縁部は、七折坂層下部堆積時の直前に、大きく隆起したわけですね。

そして七折坂層上部の時期になりますと、図3・4Bにみるように野沢盆地域に、古盆地から分離した小さい盆地が新たに誕生いたします。大体野沢盆地域では、七折坂層下部の地層がほとんど欠如して、同層の上部しか堆積しておりません。その上部の地層も、南部は溶結凝灰岩だけ、北部は礫層が主体をなします。野沢盆地と会津盆地間の丘陵域には、花崗岩類を基盤として新第三系および下部更新統が褶曲構造をつくり、その東西両側は断層で境されている、そういう構造がみられるわけですが、野沢盆地域北部の七折坂層上部には、この地域の新第三系の泥岩層からもたらされた礫層が見出されるのです。つまり、野沢盆地周辺では、七折坂層下部堆積時には基盤の隆起が盛んであったが、七折坂層上部の堆積時には、盆地域南部での溶結凝灰岩の堆積に伴う地形的変化が直接のきっかけとなって、この小さな古盆地を発生させた。このように考えられるわけです。

一方、古盆地の西南部（砂子原地区）では、図にみられるように、流紋岩を噴出した火山性陥没盆地が七折坂層堆積時に出現しています。これは西南部一帯が、当時、全体的に盛り上がっていることを物語っているわけです。

図3・4A - 七折坂層下部の堆積時の盆地



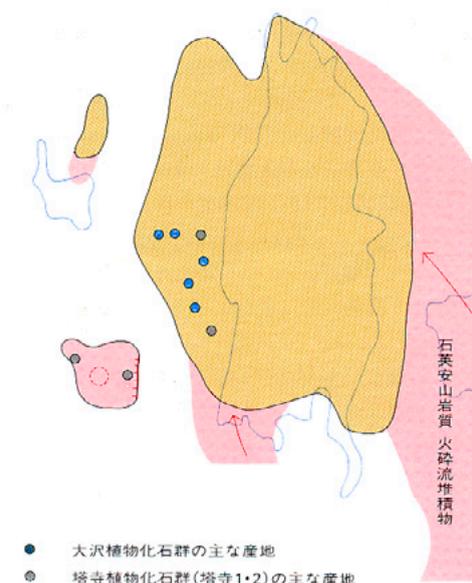
● 大手沢植物化石群の主な産地

こうしてみますと、会津盆地と野沢盆地との間には、北部と、南部の2つの隆起域の強化に伴って、あたかも南北に連なるような隆起帯が形成されたことがわかります。この時期以降、北部と南部の隆起は、ますます激しさを加えますが、とくに北部の隆起のすさまじさは、地質断面図（図2・3a-a'）によく示されています。この時期以降、会津盆地域は全体として東へ移動し、盆地の輪郭も南北に細長い形に移り変わっていくことになります。

縮小した最後の古盆地から現在の盆地へ七折坂層の堆積の時期を経ますと、その後は塔寺層の堆積する時期になります。塔寺層の厚さは約150m、淘汰が悪く層相の変化が激しい礫・砂・泥の互層です。この地層は、会津盆地西縁の丘陵周辺に露出しているだけです。図3・5がこの時期の古盆地の姿で、全体として東へ移動し、南北に細長い形に変わってきたことが特徴的です。そして、この時期には、おそらく猫魔火山などの火山活動がすでに始まっていたのだろうと考えられます。この縮小した盆地をもって古盆地の時代は終わり、新たに現在の盆地を形成する時代に入ります。

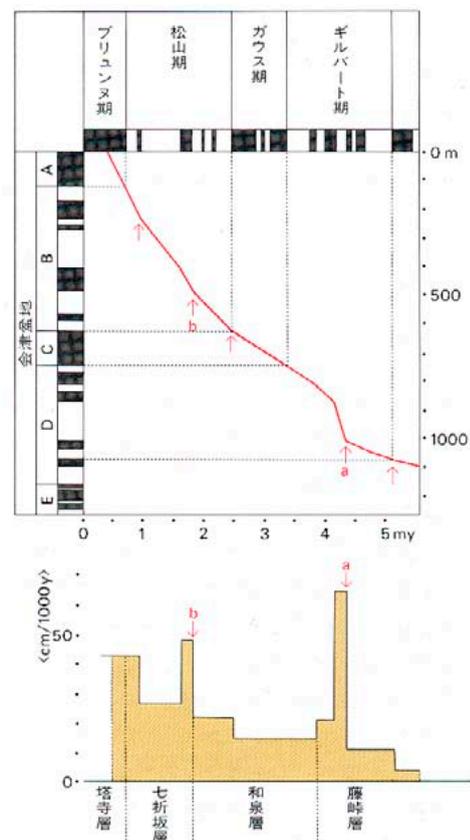
現在の盆地は、縮小した最後の古盆地に続き、3度目の拡大期にあたります。しかし今度は、いま述べましたような盆地西縁での南北性の隆起運動によって、盆地全体がさらに東へ移動し、その輪郭を南北方向に大きく延ばすという、新しい特徴をそなえることになります。

図3・4B - 七折坂層上部の堆積時の盆地



● 大沢植物化石群の主な産地
● 塔寺植物化石群(塔寺1・2)の主な産地

図3・6 - 磁極帯と極性年代尺度との対比、および堆積速度の変化 <真鍋・鈴木, 1983, 一部改訂>



図中の矢印は堆積速度の増加を示す。aは藤野層中部、bは七折坂層のそれぞれの堆積開始時期に対応する

図3・5 - 塔寺層堆積時の盆地 <鈴木・真鍋, 原図>



● 塔寺植物化石群(塔寺3~8)の主な産地

古盆地時代の植生変化

鈴木敬治 = 福島大学教育学部教授

古い時代の植生の変化の解明は、植物化石を含む地層の層位や産状の検討と、その地層から採取した化石（葉・果実・種子・花粉・材など）の同定・分類をとおして当時の植物相を復元することから始められる。もちろん、当時の植生のすべてが化石として保存されてはいないので、復元されたものはそれらの一部分にすぎないであろう。したがって、当時の植生のいくつかの特徴が明らかにされるに留まると考えられる。しかし、より詳細な植生の特徴を把握するために、葉・果実・種子などの大型化石と花粉・孢子などの微小化石の両側面から、相補的に植生の復元が試みられることが多い。

植物化石を含む地層が連続して累重している例はほとんどなく、多くは化石を含まない地層の間にはさんで累重している。いわば、多少とも時代的に断続した資料である場合が多い。したがって、復元された植生の変化は、多少とも空白の時間をはさんだものとならざるを得ない。これらの空白の時間を可能な限りちぢめ、広い地理的範囲から多くの化石群集を採取し、それらを解析することにより、植生の特徴を把握することがのぞましいと考えられる。

以上のことがらを基本として、会津盆地の植生の地史的变化の解明を行っている。まだ、中間的段階ではあるが、古盆地時代の植生の変化について、これまでの結果の概要をのべる。

第I古盆地期（中新世末～鮮新世，7.0～1.8 Ma）

この時期に堆積した藤峠層・和泉層は、鍵層を手がかりとして、それぞれ上・中・下の3部層に区分される。各部層には多数の植物化石の含有層が含まれる。これらの地層から採取された植物化石群のなかの重要なタクサの層位的出現範囲とそれらの組み合わせとから、図3・1に示したように、下位から上位に白子・州谷・夏井・小柳津・袋原の5つの局地的垂直分布（群）帯に区分される。これら5つの群帯に属する植物化石群集の組成の層位的变化をとおして、植生の変化をたどってみたい。

藤峠層下部（総厚100～150m）の40の産地から、約80のタクサが知られ、白子植物化石群としてまとめられている。全域にわたる多数の産地から得られる種は *Fagus oblongus*（ナガバブナ）と *F. palaeocrenata*（古ブナ）（注1）および *Acer nordenskiöldi*（アセール・ノルデンスキオルチー）などで、意外と少ない。*Carpinus subyedoensis*（コイヌシデ）、*Zelkava ungeri*（ウンゲリケアキ）、*Ulmus protojaponica*（古ハルニレ）、*Tilia protojaponica*（古ハルニレ）などの温帯性の樹種も、産地数は多くはないが、広い範囲に産出する。藤峠層下部の堆積盆の南北の縁辺域をのぞく産地からの化石群集

には、常緑高木性の *Neolitsea*（シロダモ属）や *Cinnamomum*（クスノキ属）などと落葉高木性の *Liquidamber*（フウ属）、*Paliurus*（ハマナツメ属）、*Mallotus*（アカメカシワ属）などの暖～亜熱帯性の種属が含まれることが多い。堆積盆の縁辺域の産地の化石群集には、*Salix*（ヤナギ属）や *Populus*（ポプラ属）などの溪畔性の種属が含まれる。このほか、全域的に *Alnus*（ハンノキ属）、*Glyptostrobus*（水松属）などの湿地生の樹木や *Trapa*（ヒシ属）や *Salvinia*（サンショウモ属）などの水草を産する。また、淡水生の貝類や珪藻の化石を産するところも多い。

藤峠層下部の堆積盆は浅い湖沼や湿地などが卓越していた環境からなり、それに続く後背地には低平な低地あるいは山腹地が広がっていた。そして、すぐ西方の津川盆地域までは、海が入っていたので、会津盆地域はそれほど海岸からとおくない地域であったと推測される。藤峠層下部堆積時の堆積盆から後背低地にかけては、沼湿地生の草本や樹木および暖地性の樹種などが優勢に分布していたであろう。後背山腹地や谷には、温帯性や溪畔性の樹種がおもに分布していたであろう。このような特徴を有する古植生は、新潟県や福島県南部の沿岸の低地域から低い山地域にかけての暖帯北部の植生に近似なものであったと考えられる。

藤峠層中部（層厚100～300m）の20産地から50のタクサが知られ、州谷植物化石群としてまとめられる。礫岩や凝灰岩が優勢なために産地数は少ないが、この化石群の特徴は白子植物化石群に近似している。しかし、暖～亜熱帯性の常緑高木の樹種がみだされぬ点や堆積盆の縁辺域で *Betula*（カバノキ属）、*Acer*（カエデ属）、*Populus* などの多い、より明瞭な山腹地性や溪畔性の植生を示す化石群集の産出がある点でことなっている。

藤峠層上部（層厚0～100m）の25産地から45のタクサが知られ、夏井植物化石群としてまとめられている。全体として、州谷植物化石群に近似した特徴を示すが、*Liquidamber* のような暖～亜熱帯性の落葉高木種の産地が堆積盆の中央部に限定され、堆積盆の縁辺域では *Betula*、*Populus*、*Acer*、*Picea*（トウヒ属）、*Tsuga*（ツガ属）などの山腹地性や溪畔性のタクサがより優勢に産出するなどのちがいがあがる。*Metasequoia*（メタセコイア属）、*Glyptostrobus* などが全域から産し、*Picea*、*Tsuga*、*Pseudolarix*（イヌカラマツ属）、*Cunninghamia*（ランダイスギ属）などは縁辺域の産地から産するなどの差異はあるが、針葉樹のタクサに富んでいる。とくに、この化石群中には、*Paliurus nipponicus*（コウセキハマナツメ）

や *Populus kitamiana*（キタミポプラ）などが、はじめて出現する種としてみとめられる。州谷から夏井にかけての植物化石群は、隆起した後背山地の植生を強く反映するようになるとともに、低地域の環境も次第に内陸化し、温帯的な環境下の植生に変化しつつあったことを示している。

和泉層の下部と中部の下半部（鍵層 I₄ から下位）の約50の産地からの化石群を一括して小柳津植物化石群とよんでいる。主な産地は図3・3に示したように、堆積盆の北部・西部・南部にあたる。60以上のタクサが知られている。

Metasequoia、*Fagus microcarpa*（シキシマブナ）、*Glyptostrobus*、*Carpinus subyedoensis*、*Quercus serrata*（コナラ）、*Styrax japonicus*（エゴノキ）などが、全域にわたる多数の産地から得られている。*Paliurus nipponicus*、*Buxus*（ツゲ属）、*Zelkava serrata*（ケアキ）、*Stewartia monadelphica*（ナツツバキ）、*Ilex cornuta*（シナヒイラギモチ）などが、ついで多くの産地から得られている。堆積盆の縁辺域では *Picea koribai*（オオバラモミ）、*Pseudolarix*、*Tsuga* などの産出がある。*Brasenia*（ジュンサイ属）、*Ceratophyllum*（マツモ属）などの水草や、*Alnus*、*Populus* などの湿地性や溪畔性の樹木も産する。温帯性の針・広葉樹種を主とし、沼湿地性の水草や樹木の種を多く伴うが、夏井植物化石群とはつぎのようなちがいがあがる。

Fagus oblongus や *F. palaeocrenata* にかわって、小さい殻斗と葉面積をもつ *Fagus microcarpa* が多産する。スギ科やマツ科の針葉樹のタクサがより多産する。*Buxus* や *Ilex cornuta* は産するが、*Liquidamber* のような暖地性の高木の種の産出はみられない。これらは、盆地域がよりきびしい内陸的環境に変化したことを示すものであろう。

和泉層中部の上半部（I₄ より上位）と和泉層上部の50以上の産地からの化石群を、一括して袋原植物化石群と称している。堆積盆の範囲はいくらせよ知られているが、多くの産地から50ほどのタクサが知られている。*Metasequoia*、*Juglans cinerea* var. *megacineria*（オオバタグルミ）、*Pterocarya paliurus*（パリウルスサワグルミ）、*Styrax japonicus*、*Menyanthes*（ミツカシワ属）などが、多数の産地から知られている。*Pseudolarix*、*Buxus* などがこれにつづいている。*Fagus microcarpa* や *Picea* cf. *maximowiczii*（ヒメバラモミに近似）は、堆積盆の縁辺域から産する。このほか、*Carpinus nipponicus*（ニホンシデ）や *Comptonia kidoi*（キドコンプトニア）などの消滅種の産出がある。また、水草や沼湿地性の樹木

注1 = 図3・1には *Fagus "pala eocrenata"* として表示してあるが、これには *Fagus Palaeocrenate* と *F. oblongus* の2つのタイプが含まれている。下位の地層には後者が多く、上位の地層には前者が多い。

注2 = 塔寺8の化石群は、そのほとんどが寒冷性の針葉樹からなる特徴ある組成を示す。

注3 = 大沢植物化石群には、マンシュウグルミ、イボピシなど日本で消滅した種をいくらか含むが、塔寺植物化石群には産出しない。

の種も、多数産出する。*Menyanthes*や*Picea* cf. *maximowiczii*は袋原植物化石群ではじめて出現している冷温地性のタクサであるが、小柳津植物化石群に特徴的な*Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Picea koribai*, *Paliurus nipponicus*などのタクサはほとんど消失している。また、*Juglans cinerea* var. *megacinerea*や*Pterocarya paliurus*も袋原植物化石群で多産している。このような変化は、さらにきびしい温帯性の環境下の植生へ変化したことを示すと考えられるが、そのはじめはガウス正磁極期と松山逆磁極期の境界ごろの時期(約2.4Ma)にあたる。そして、このような変化は新潟などの沿岸域にもあるようで、会津盆地域のみのことではないようである。

なお、藤峠層を堆積した古盆地の東南方には、隆起域をへだてて、高川層と黒森層を堆積した火山性の陥没盆地がある。黒森層の下・中・上・最上の4つの層準から植物化石を産し、一括して黒森植物化石群とよばれている。最上部・上部・中部の化石群は藤峠層の夏井・州谷・白子の植物化石群に対比され、下部の化石群はより下位のものである可能性が高い。黒森植物化石群の各層準の化石群は、いずれも温帯性の落葉広葉樹を主とし、水草や沼湿地生の種も少ない。また、暖～亜熱帯性の樹種も含まず、日本から消滅してしまった古い型のタクサ(属)もきわめて少ない。白子・州谷・夏井の植物化石群のなかの山腹地生や漢畔生の樹種を主とする組成型のものと同じ特徴を示す。当時の山腹地と谷ぞいの植生を示すと考えられる。このような組成の化石群は東北の脊梁山脈や関東の山地域の陥没盆地に堆積した中新-鮮新統産の化石群にしばしばみだされる。

第 古盆地期(更新世前～中期, 1.8~0.2(?) Ma)

この時期に堆積した七折坂層の下・上部および塔寺層には、多数の植物化石の産出層がある。これらの産出層からの植物化石群のなかの重要なタクサの層位的出現範囲とそれらの組み合わせから、図3・1に示したように、下位から上位に大手沢、大沢、塔寺の3つの局地的垂直分布帯を意味する植物化石群帯に区分されている。さらに、塔寺化石群は6つの亜群集帯に細分される。これらの各化石群帯の化石群の組成の層位的変化をとおして古植生の変化をみてみたい。七折坂層下部と上部の下半部の14産地からの化石群は一括して、大手沢植物化石群とよばれ、約40のタクサが知られている。*Carpinus tschonoskii*(イヌシデ)、*Corylus heterophylla* var. *thunbergii*(ハシバミ)、*Phellodendron amurense*(キハダ)、*Menyanthes*などがよく産し、*Pterocarya paloiris*や*Juglans cine-*

rae var. *megacinerea*などがこれらについている。*Tsuga*や*Picea* cf. *maximowiczii*が堆積盆の縁辺域から多産する。*Metasequoia*や*Pterocarya stenoptera*(シナサワグルミ)などの大型化石は七折坂層下部の下半部にのみみだされるが、*Metasequoia*の花粉は七折坂層上部の下半部までみだされている。多くの水草の種が産出するが、七折坂層上部の下半部には、現生の*Menyanthes trifoliata*(ミツカシワ)と区別しにくい種子化石が多産ようになる。また、七折坂層上部の下半部からは、*Sassafras*(ランダイコウバシ属)などの日本では消滅したタクサの化石が2, 3産出する。大手沢植物化石群は、下位の袋原植物化石群と明確な境で区別されるような資料はないが、日本で消滅してしまったタクサが、上位の大沢植物化石群の時期までに、つぎつぎと姿を消してしまう様相を示している。と同時に、*Menyanthes*には現生型のものが出現したり、*Picea*ほかの針葉樹がよく産出するなどの特徴を示す。すなわち、この時期まで残存していた古い温暖型のタクサがつぎつぎと消滅し、これにかわって現生型で冷温型のタクサが出現あるいは繁栄しはじめる特徴がみられる。これには、藤峠層と泉層を堆積した古盆地から、七折坂層を堆積した古盆地へ分化・移動させた地殻運動(後背山地域の隆起)が大きく関連していたであろうが、この運動は会津盆地周辺だけでなく、かなり広域に行われているらしい。

七折坂層上部のなかの鍵層T₂とT₃の間の地層のなかの上半部の5産地からの化石群を一括して、大沢植物化石群とよんでいる。化石産地は堆積盆の南西部域にあたり、約20のタクサが知られている。*Picea jezoensis*(エゾマツ)、*P. cf. maximowiczii*, *Abies veitchii*(シラベ)、*Pinus koraiensis*(チョウセンゴヨウ)、*Tsuga standishii*(クロベ)、*Tsuga. sp*などの亜高山帯～山地帯上部の針葉樹が多く、*Juglans mandshurica*(マンシュウグルミ)、*Betula*, *Corylus*などの広葉樹もともなう。*Menyanthes trifoliata*はじめ*Trapa mammilifera*(イボピシ)などの水草や低木～草本のタクサもともなわれる。このような化石群は、亜高山帯下部から山地帯上部に分布する森林や沼湿地の植生に近似な植生をあらわすものであろう。このような植生が、堆積盆の縁辺域に進入・分布していたと推測される。おそらく、最初はかなり明瞭な寒冷期の植生であろう。この時期は、古地磁気学的分帯結果からは、ハラミロイベント直前からその直後の逆帯磁の時期にかかると考えられる。

七折坂層最上部(T₃とT₄の間)とその上位の塔寺層から産した化石群を大きくまとめて塔寺

植物化石群とよんでいる。会津盆地西縁の2つのルートで、層序にしたがって含化石層をもとめ、大型遺体と花粉の両側面から検討した。40以上のタクサが同定されたが、層位的順序にしたがって整理すると、下位から上位に塔寺1・2、塔寺3、塔寺4、塔寺5・6、塔寺7、塔寺8の6つの亜化石群集帯の化石群に細分される。

塔寺1・2と塔寺7の化石群は、日本の温帯域に現存する種で構成され、たがいによく似た組成を示す。*Quercus serrata*, *Chamaecyparis pisifera*(サワラ)、*Cryptomeria japonica*(スギ)、*Styrax japonicus*, *Alnus japonica*, *Cornus contraversa*(ミズキ)などの樹木種を主とし、*Trapa*(ヒシモドキ属)、*Trapa*などの水草をともなう。倭小型の*Picea* cf. *maximowiczii*の毬果をともなうこともある。後背山地よりの産地では*Cryptomeria*や*Chamaecyparis*などの針葉樹が優勢で、後背低地では*Quercus serrata*が優勢となる。塔寺1・2の化石群は、松山逆磁極期最後の逆帯磁の時期の後半の温暖期の植生を示し、塔寺7はブルン又正磁極期に入ってから温暖期の植生を示す。

塔寺3、塔寺5・6、塔寺8の化石群は、おもに日本の亜高山帯に現存する種で代表され、たがいに同じような組成上の特徴を示す(注2)。*Picea jezoensis*, *P. cf. maximowiczii*, *Pinus koraiensis*, *Tsuga diversifolia*(コメツガ)、*Betula ermanni*(ダケカンバ)、*B. platyphyla* var. *japonica*(シラカンバ)などの樹木種を主とし、*Menyanthes trifoliata*ほかの水草や草本をともなう。花粉群集中には、温帯性のタクサがいくらかともなわれる。これらの化石群は、大沢植物化石群に近似し(注3)、現在にくらべてより寒冷な時期の植生を示すが、温帯性のタクサの存在は亜高山帯の植生そのものを示すほどではないと考えられる。

塔寺4は、日本の亜高山帯や温帯に現存するタクサが混合している化石群で、ある種の針広混交林のような植生を示唆している。

塔寺1・2と塔寺3の化石群は、松山逆磁極期最後の逆帯磁の時期の後半の温暖期の植生から、ブルン又正磁極期初めの寒冷期の植生へと変化したことを示していると考えられる。その後、塔寺4, 5・6, 7, 8へと、中間型→寒冷型→温暖型→最寒冷型へと植生が変化していることが、おおざっぱに読みとれそうである。しかし、これらの化石群の間にはかなりの層位的空白があるので、さらに複雑な植生変化の過程がみだされるかもしれない。また、塔寺4～8にいたる化石群の年代は、段丘堆積層の年代との関係から、最終間氷期よりは古いと考えられるが、詳細は今後の課題の一つである。

<会津盆地の形成 3>

現在の盆地

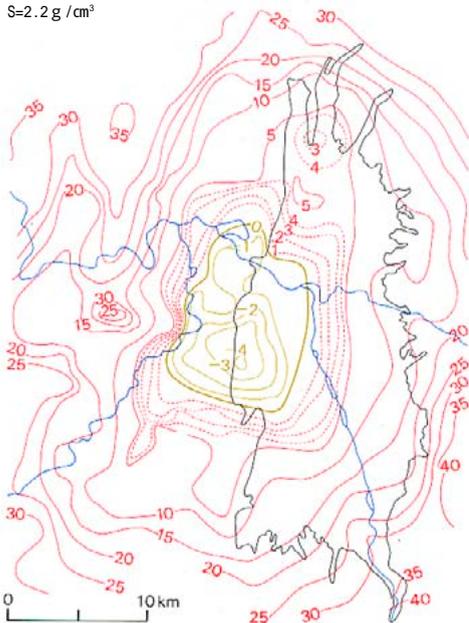
七折坂層堆積後の構造運動

鈴木 いまの真鍋先生のお話のように、七折坂層・塔寺層の堆積後、盆地は3度目の拡大期に入り現在の盆地に引き継がれています。では、この間にどのような構造運動が行われ、現在の会津盆地はどのような構造になっているのか。最初にその辺のアウトラインをお話しし、そのあとで、吉田先生の方から、この時期の地層と地形について触れていただくことにいたします。まず、会津盆地の西縁丘陵地域ですが、この地域の現在の丘陵地形をみますと、阿賀川の付近が高度約300mで最も低く、そこから北と南に向かって徐々に高くなっていきますが、頂面の非常によくそろった丘陵が発達しているという特色があります。そして地質図や断面図をみますと、この丘陵をつくる七折坂層以前の地層には、断層・褶曲構造が非常に顕著に発達しております。それに対して、その上にのる塔寺層は、こうした断層・褶曲運動をこうむっておらず、またその分布も、会津盆地の西のへりだけに限られていて、西縁丘陵域の中にはこの地層は見当たりません。こうしたことから、会津盆地の西縁丘陵域では、七折坂層堆積直後に断層・褶曲運動が活発になり、その結果、西縁丘陵域が丘陵化して、そしてその東側に塔寺層を堆積さ

図 4-1 - 東会津地域等重力線図

<金属鉱物探鉱促進事業団、1970>

S=2.2 g/cm³



せる盆地ができた。というように考えられます。また、阿賀川から北部の地域では、丘陵のへりにもすごい撓曲構造が発達しています。図 2・2 のa-a'断面図にみるように、北端域では、地層の逆転ないし衝上断層もみられますが、この運動も七折坂層堆積直後から始まっているものと考えられます。

一方、会津盆地の東では、七折坂層に対比できる背中央山層が丘陵をつくっていますが、この丘陵は日橋川流域で一番低く(高度約200~500m)、南側は漸次高度を増しながら、頂面のそろったなだらかな地形をつくっています。日橋川の北側では、背中央山層は猫魔火山の噴出物(金川山火砕流堆積物など)におおわれて低い位置にあります。その北側になるとまた高くなります。この背中央山層は七折坂層と違い、地層の褶曲はみられません、断層による地層の変形がみられます。

そして、盆地東側の中央部では、塔寺層が堆積する時期に安山岩質の金川山火砕流堆積物が堆積しています。これは恐らく、猫魔火山起源のものであろうといわれているものですが、いずれにしても盆地の東側では、すでにこの頃から新しい火山活動が始まっており、その噴出物が西側へ傾くゆるい緩斜面上に堆積したわけですから、この噴出物の一部は、当時はまだ堆積盆となっていなかった現在の盆地の東部域にも流入したようです。このように、現在の会津盆地形成につながる運動は、すでに七折坂層堆積直後から始まっていたとみなすことができます。新しい盆地の形成

では、塔寺層あるいは金川山火砕流堆積物が堆積した後に生じた運動は、どのような運動か。まず盆地の西側をみますと、盆地の南半部では、さきの断面図c-c'にみるように、塔寺層は急傾斜して盆地側に傾いて突っ込んでいて、50度から60度ぐらいの急角度の撓曲構造をつくっています。ところが盆地中央部の阿賀川筋の南の地域では、断面図 b-b' にみるように、盆地側に緩やかに傾斜する形になっていて、撓曲構造をつくっておりません。

そして、この南部と中央部との構造を分ける境目のところに、^{きせがわ}佐賀瀬川丘陵という丘陵があります。これは、盆地面との比高が50~60mの台地状の丘陵ですが、そこに分布する塔寺層の上部は、すごい風化を受けており、赤色風化殻が厚く発達しているのです。

これらのことは、塔寺層堆積後に、塔寺層の分布する南の部分では、西の丘陵側の地域が激しく隆起し、東の盆地側が沈降するという運動が行われたこと、その結果、盆地の輪郭が東側や南側にずれこんできたことを示しています。

中央部では隆起量が余り大きくないために、塔寺層は東側へ緩やかに傾くという格好になっている。そして、この運動の行われた時期は、佐賀瀬川丘陵の塔寺層上部の赤色風化殻の発達状況からみて、更新世の中期後半の時期にあたるものと考えられます。つまり、この頃に、現在の盆地の西側のへりの輪郭がつくられたと考えることができます。

また、阿賀川流域から北部になりますと、ここでは、さきに述べたように、地層の逆転ないしは衝上断層を伴うさらに激しい断層・褶曲運動が七折坂層堆積直後から活発に行われていますが、この運動は新しい盆地形成期に、より激しくなったものと考えられます。というのは、さきの断面図a-a'からもうかがえるように、七折坂層に不整合に重なる更新世中期~完新世の地層の厚さが200m以上もあることが、ボーリング試料で明らかにされているからです。したがってこの地域では、地質図に示される南北に併列する断層群が、この時期に何回となく活動し、盆地の輪郭をきわだったものにしたことがわかります。

一方、盆地の東側をみますと、その南部では、先ほど述べたように、現在の盆地の東縁に背中央山層以下を切る断層が発達しています。そして、この断層を境にして西の盆地側では、背中央山層が地下約140m深まで落ちこんでおります。しかも、その上には塔寺層相当層を欠き、いきなり新しい時代の地層(盆地埋積物)をのせていることが、ボーリング試料によって確かめられています。ですから、この塔寺層堆積直後に行われた断層運動に伴って、盆地の輪郭もまたこの線まで拡大したのと考えられます。次に、金川山火砕流堆積物が堆積した中央部からその北部にかけてですが、ここでは、運動の形態に幾分異なった様相があらわれます。猫魔火山の西麓域から盆地の北東部にかけては、背中央山層の分布状態からみて、全体として東側が隆起し、西の盆地側に向かって緩く傾きながら沈みこむという運動が、背中央山層堆積後も行われたと考えられます。さらにこの地域には、更新世後期の堆積物が何段かの段丘として残さ

れ、地表に露出しています。これらのことから、最初、東側に幾分拡大した新しい盆地が、その後縮小し、それがまた拡大し縮小する、という状況を読みとることができるのですが、段丘の存在はまた、この地域が全体として傾動的な隆起傾向にあることをも語っているわけです。

現在、金川山火砕流堆積物は、盆地との比高が100m以上もあるかなり高い台地状の丘陵をつくり、その表層部では赤色風化殻の発達が見られるわけですが、この100mという高さは、あながち火山性堆積物という性格だけではなく、この地域が隆起傾向にあるためと考えられます。この丘陵の北側にも金川山火砕流堆積物は分布しますが、ここではかなりの浸食をうけ最終氷期後半ごろの泥流堆積物でおおわれます。

以上のように、盆地東側の中央部からの盆地の北東部にかけては、大きくいえば背中炙山層堆積後、東側が隆起し、西側へ緩く沈みこむ傾動運動の軸部の位置が変化することによって、盆地の輪郭が左右されているとみなすことができます。

最後に、盆地の南縁ですが、ここには盆地の形成にかかわる堆積物や地形的な特徴がほとんどありません。入り組んだ谷を埋めているのは、ほとんどが小規模の沖積層で、いわば陸上におけるリアス式海岸のようなところです。

以上が、会津盆地の形成にかかわる運動のアウトラインです。このように、現在の盆地の輪郭の大よそは、塔寺層や金川山火砕流堆積物の堆積直後の運動によってでき上がったと考えられます。その後は、盆地域の沈降と周辺の丘陵・山地域の隆起という運動を基軸としながら、盆地域の多少の拡大と縮小をくり返しながら現在にいたっていると考えられます。

盆地の地下構造と等重力線図

盆地周辺を含めた地下の構造については、図4・1の等重力線図からもある程度うかがうことができます。

この図を地質図と見比べてみますと、等重力線図で一番ローの部分、阿賀川流域から南部にかけての盆地の西縁部にあることがわかります。そして、実はこの地域こそ、七折坂層や塔寺層だけでなく、それ以前の藤峠層や和泉層などが最も厚く発達しているところで、いわば会津盆地の凹みの目玉の部分にあたります。ただし、この地域の塔寺層は比較的浅いところにあり、

現在の盆地埋積堆積物が最も厚く堆積している地域とは一致しません。その地域では、古盆地時代の地層は余り発達せず、中新統中・下部の地層が比較的浅いところにあるように考えられます。また、盆地の北部にも、いくらかローの目玉がありますが、これは恐らく、さきに述べました新しい時期にかかわる沈降運動と対応しているのでしょう。そして恐らく、これらの沈降中心部に向かって、大沢層や背中炙山層などが盆地の東部から西へ緩く傾き沈みこんでいるのでしょう。なお、盆地西側の丘陵や山地部で等重力線が高く濃密なのは、この地域に先第三系基岩岩類や厚い中新統中・下部層などが分布するためと考えられます。

段丘形成期の地層と地形

吉田 いま鈴木先生からお話のありましたように、更新世中期の後半から現在の盆地に引き継がれる新しい盆地が形成されてきます。この時期以降になりますと、隆起傾向にある盆地周辺の地域では、河床などに堆積した地層は段丘面としてその地形的特徴をとどめ、また古い段丘ほど高い位置を占めることとなります。一方、沈降傾向にある盆地域では、その堆積物は地下に埋積されてしまいます。盆地周辺におけるそうした段丘堆積物の分布は、さきの地質図にその大略が示されておりますが、それらの形成時期を示したものが表2・1の第四系対比表です。この表には、現河床面との比高、堆積物の層厚、堆積物上部の赤色風化殻の発達の度合いなどを示してあります。

<西側丘陵域の6段の段丘と隆起運動>

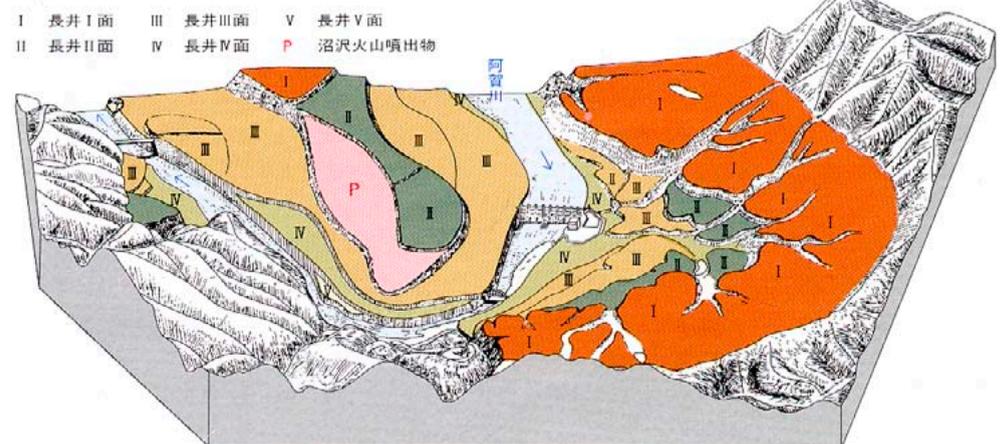
ところで盆地周辺で、高位から低位まで、段丘がそろってよく発達しているのは、阿賀川の川筋の丘陵地域です。それでまず最初に、この地

域の段丘について一瞥します。

会津盆地の中央部から阿賀川が西へ流れ出た丘陵地域には、大きく分けると6段の段丘が発達し、それらは、高い方から、長井0面、長井1面、2面、3面、4面、5面と区分されます。長井0面は浸食面で堆積物はみられませんが、長井1～5面には、それぞれ多少とも堆積物が発達し、長井1層、2層、3層、4層、5層とよばれます。長井0面は、河床面と約90mの比高を有する平坦面で、先ほど鈴木先生のお話にありましたように、赤色風化殻が厚く発達している塔寺層の上面に対比されます。長井1層、2層が更新世後期の段丘堆積物、長井3層と4層が完新世(沖積世)の段丘堆積物です。各段丘の河床面との比高と層厚をみますと、長井1層は比高40～50mで層厚10m、2層は比高25～35mで層厚15m、3層は比高15mで層厚3～4m、4層の高位沖積段丘は比高10mで層厚1～2m、5層の低位沖積段丘は比高4mで層厚約1mです。

これらの段丘はすべて河成段丘で、主として砂礫が堆積しているわけですが、1層や2層では堆積物の厚さが10～15mにも及び泥層や泥炭もみられます。ですから、これは川が削った上に相当の厚さの堆積物をためこんでいるわけで、そのためこむときには、河床面も相当の広がりをもっています。そのことがよくわかるのは、塩坪付近の段丘の分布です。図4・2にみるように、長井1面の分布範囲が当時の河床面で、これは相当に広い。その後、この堆積面が隆起したために、次の2面は、長井1層の堆積した谷底(長井1面)をさらに削って、新たにつくった一段低い谷底(河床)に堆積物をためこんでつくられます。そしてこれがまた隆起するた

図4・2 - 塩坪の段丘群 <吉田, 原図>



注1 = この区分と、35ページ、図2 <会津盆地地形分類図>における地形面区分とは、分布の上でかなりの違いがありますが、ほぼ次のように対応します。
高位沖積段丘面は、35ページ図2の中位面、
低位沖積段丘面は、35ページ図2の中位面、
氾濫原は、35ページ図2の低位面 および、
更新世後期の段丘面は、35ページ図2の高位面。

めに、次の層は、層の堆積した谷底をさらに削って、一段低い谷底に堆積物をためてできる。こうした経過を経て、現在みるような6段の段丘がつくられてきたわけです。
また阿賀川は先行性の河川ですから、周囲の隆起量に見合った侵食力をたえず働かせています。そのために隆起と共に起伏量も大きくなる。地形そのものが険しくなっているわけです。そして、層および層の堆積物がかなり厚く、層～層の堆積物が薄いことは、後の時期ほど隆起傾向が強まったことを示しています。
なお、完新世の中頃の約5,000年前に、只見川上流の沼沢火山が爆発的な噴火を行ない、そのとき噴出した軽石と火山灰とが只見川沿いに大量に流下してきています。それは、柳津付近までは火砕流として流下し、ほとんどの段丘面をおおって堆積していますが、それより下流では、流水で運ばれた軽石と火山灰・いわゆる沼沢軽石質砂層がかなり高い段丘（長井面）をもおおって堆積しました。こうして阿賀川筋では、袋原を経て小田高原までの長井面～高位沖積段丘面が、この軽石や火山灰に覆われています。しかし、盆地内までは入ってきておりません。
<盆地縁辺部の更新世後期の段丘堆積物>
次に盆地縁辺部の段丘とその堆積物をみてみます。縁辺部では、長井層に相当する段丘堆積物は館層だけで、その分布も北縁から北東縁に限られます。他の縁辺部では、この相当層は地表では見当たりませんから、これらの縁辺部は隆起傾向にあったことがうかがえます。この段丘の比高は大きいところで55mですが、盆地側に傾き、盆地との境界付近では盆地地下に没入しています。堆積物は大きな礫や砂を主とし、層厚は10～15m、背中灸山層を不整合に覆います。この地層からは化石などの試料が出てこないのですが、礫そのものがくさり～半ぐさり状で、いくらか赤色風化がみられます。こうした状況と地層の上下関係から、館層の堆積時期は、最後の間氷期に相当するものと思われます。
次の長井層に相当する段丘は、縁辺部にはほとんど分布しませんが、少し離れた丘陵域にはいくつかの地域に分布しています。盆地東部の猫魔火山西麓域に深沢層、盆地西部の丘陵域では田沢川上流に入沢層、盆地東南部の丘陵域では阿賀川（大川）流域に南原層が分布しています。これらの段丘堆積物の上部は、いずれも弱い風化殻がみられるのが特徴です。

深沢層は、金川山火砕流堆積物を不整合に覆い、比高30m、層厚は20mに及びます。堆積物は砂や泥が主体になり、ときに泥炭を挟みます。下部や中部の泥炭層からは寒冷系の植物化石が産出しますが、実は最近、下部の泥炭層の¹⁴C年代が3万7,180±2,650年B.P.（Gak-10976b）であることがわかりました。ですから、この泥炭が最終氷期に堆積したことは明らかです。ところが、この泥炭層の下位に約3mほどの厚さの泥層があるのですが、この層からはエゴノキ、ツゲ、クルミなどの温暖性の植物化石が産出します。つまり、深沢層は温暖期に地層の堆積が始まっているわけで、この温暖期というのは、最終氷期中の亜間氷期（ゲトワイゲル亜間氷期）であろうと考えられます。
長井層の相当層は、部分的にせよ盆地縁辺部のかなり多くの地域でみるができます。盆地西縁では、北部、中央部、南部に、東縁では猫魔火山の西麓を含む中央部に、また盆地東南縁にも小規模ながら分布します。段丘の比高は一段と低くなり、沖積面との差も僅かになります。堆積物は、いずれも砂や礫が多く、中に泥炭が挟まれます。西縁の立石田段丘では、盆地側に向かって次第に低くなり、やがて沖積面下にもぐりこんでいますから、これが扇状地性の堆積物であることがわかります。なお、対比表にある米田層は、高位沖積段丘の米田層に覆われて盆地のへりに顔をのぞかせているだけなので、地質図には示されておりません。この立石田層や米田層中の泥炭のなかには、トウヒとかチョウセンマツなどの亜高山帯の針葉樹の植物遺体が多く含まれ、その泥炭中の木片の¹⁴C年代が、2万8,000～1万8,000年B.P.であることが明らかにされています。したがって、長井層を堆積した時代が最終氷期後半の寒冷期にあたり、この時期に盆地の輪郭は現在とほぼ同じになっていたことがわかります。
<盆地の沖積段丘と氾濫原>
最後に盆地面ですが、盆地内の地形を大きくみますと3つに区分することができます。沖積面は高い面と低い面とに分かれ、低位の沖積面から1～2mほど低いところ（場所によっては差のない地域もあります）に、現在の川筋に沿って、主として砂礫からなる氾濫原が広く分布する。こういった3つの地形面がみられるわけです（注1）、このうち高位沖積段丘面は、低位沖積段丘面から2～4mぐらい高いところにあり、分

布の広いのは主として4つの地域に限られます。北の方では姥堂川の出口にあたる関柴の周辺、東側では翁島火山泥流堆積物の前面、西側では佐賀瀬川の出口の丘陵域の前面、もう一つは南西側の宮川沿いの高田の周辺。この4つの地域で高位沖積段丘の発達著しいという特徴があります。この高位沖積段丘面は、約5,000年前に降下堆積した沼沢降下軽石層でおおわれています。それに対して低位沖積段丘は、盆地北半分のほぼ大部分の地域に発達しています。一部では、この段丘面をつくる地層中に沼沢降下軽石層が狭くされているようです。また氾濫原は、南半分の阿賀川（大川）流域に大きく広がっているというかたちになっています。
盆地の埋積堆積物
なお、盆地下の埋積堆積物については、まだ十分な試料がなく、まとまったことをいえる段階ではないのですが、現在までに明らかにされていることを述べておきます。
会津盆地では、これまでに100～160m深の多くの深井戸が掘られています。信頼できるコアは数が少なく5本ぐらいしかありません。その柱状図を図4・3に示します。そうしますと、盆地西部のc地点では、比較的浅い140m深ほどのところで塔寺層に達しますが、中央部から北部のb地点やa地点では、160m深でも基盤に達しません。両地点とも層相は、わりに軟質の礫・砂・泥からなりますので、この地域の埋積堆積物の深度はかなり大きいように思われます。先ほど鈴木先生のお話にありましたように、等重力線図のローの目玉の出る地域では埋積堆積物はそれほど厚くなく、塔寺層は比較的浅いところにあるようです。ただ、いずれにしても、塔寺層堆積後、盆地の中央部から北部では盆地下に160m以上の陸成層が堆積していることは間違いありません。
それに対し、盆地の東部～南部のe地点及びd地点では、約140m深で背中灸山層に達し、ここでは砂礫を主とした地層が堆積しています。また最近、会津若松市の市街地の東部で、20～30m深のボーリングが数本行なわれました。その結果によると、沖積層と考えられる砂礫層は4～5mの深さ（厚さ）までしかなく、その下位には泥・砂・礫などの互層状の地層が不整合に堆積しています。この地層には泥炭質の部分も多く含まれ、それらの花粉分析を行いますと、寒冷気候を示す群集が検出されます。ですから

この地層は、最終氷期後半の寒冷期のものと考えられます。同様のことは、坂下町の阿賀川河床の掘削工事でも明らかになっています。こうしてみると、盆地内の沖積層は以外と薄いところが多いようで、沖積層がかなり厚いのは阿賀川（大川）流域の氾濫原の地域でしょう。

なお、盆地の埋積堆積物と段丘の高さを、日橋川～阿賀川沿いの東西断面で投影してみますと、図4・4のようになります。沈降する盆地と隆起する丘陵域という2つの地域の対比がこの図には、鮮やかに示されています。

盆地と自然災害

編集 盆地内の氾濫原はかなりの面積ですね。鈴木 南からの大川や鶴沼川、北からの濁川^{にごり}ぞいの氾濫原はかなりの規模です。盆地からの流出河川は西縁の阿賀川だけしかありませんから、降雨量が大きいときには排水が停滞し、盆地内の低所で洪水や氾濫を生じ、砂礫や土砂を堆積するのです。そのため、河川の流路もいくたびか変わっています。

また、約5,000年前の沼沢火山の噴火の際には、只見川や阿賀川の峡谷部では、大量の沼沢軽石流とその二次的流出物の流下堆積によって一時的なせき止めが生じています。そのため水位が上昇し、長井 面の段丘までがこの堆積物におおわれていますが、水位の上昇は、会津盆地内の低所にも及び、一時的にせよ、かなりの規模の沼湿地をつくっております。

なお盆地内の低位段丘や氾濫原では、1964年の新潟地震の際に、家屋の倒壊、地割れ、噴砂などを生じ、地震に弱い性格を示しています。さらに、盆地と東西両側の丘陵域との境界には、第四紀をつうじてたびたび運動している断層・撓曲・逆転などの活構造が発達しているところが多く、こうした地域では、ときに内陸型の地震が発生します。慶長八年（1611年）の会津地震では、このような地域で大きな被害が生じています。しかも、こうした地域は急傾斜地が多く、固結度の弱い礫岩・砂岩・泥岩などの互層状の地層が分布するので、山くずれなども発生しやすいのです。他方、グリーンタフを主とする山地や丘陵の地層中には、水を含むと滑動しやすくなる粘土鉱物“ベントナイト”をはさむ場合が多く、とくに西側の丘陵地にはこうした地層が原因となって地すべりや山くずれなどを発生させやすいところが多いので注意する必要があります。

図4・3 - 会津盆地の深井戸柱状図

<鈴木・真鍋・吉田, 1977>

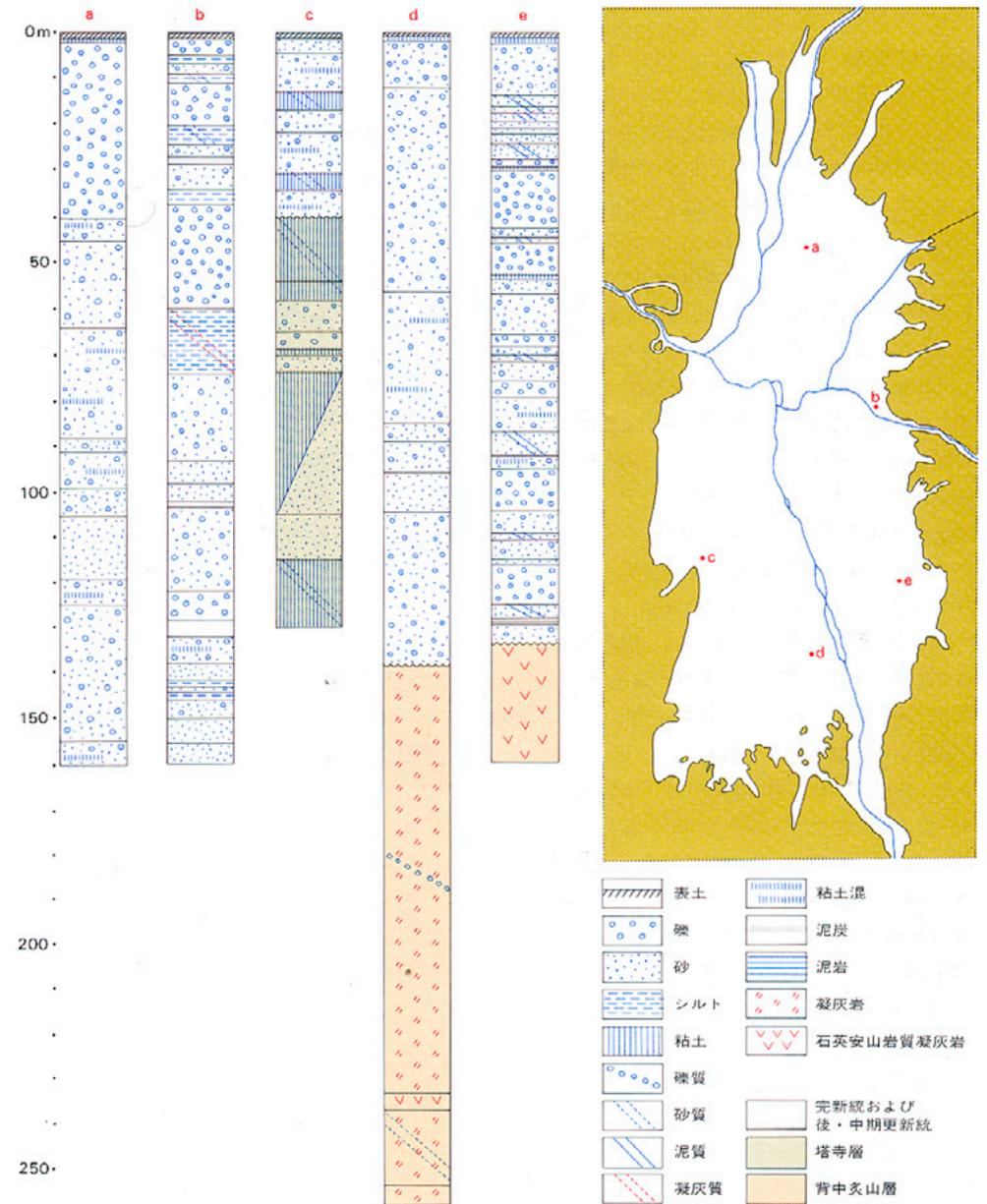
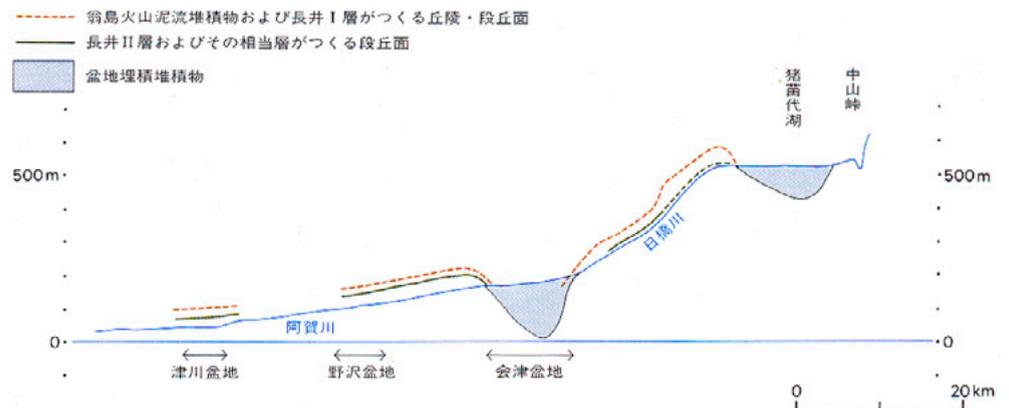


図4・4 - 阿賀川～日橋川(大谷川)ぞいの段丘等の投影断面図

<吉田, 原図>



猪苗代盆地の形成

鈴木 猪苗代盆地の形成については、多くの人々により長年研究されてきましたが、非常に複雑なところで、いまだに確定的な回答が出ていないのが現状です。そのことをまずお断りいたしまして、私どものグループによるこれまでの中間的な研究結果（鈴木ほか，1982）にもとづき、それに少し新しい知見も加えて簡単にお話しします。さきに会津盆地のところでも申しましたように、猪苗代盆地は、会津盆地とは違いますが、脊梁山脈のなかに位置する盆地です。そしてこれは、猪苗代湖を抱えている湖盆ですが、その湖盆の形態は、南北に細長い三角形の、いわゆる地溝状の盆地です。

湖盆の東側は、先第三系基盤岩類と中新世のグリーンタフの地層が非常によく発達している川桁山地で、その山地と猪苗代盆地は、川桁断層で境されており、この断層は、南北方向の西側落ちの断層で、数100m以上の落差をもち顕著な断層崖が発達しています。図5・1の断層がそれです。

また、猪苗代湖の西側と南側には、中新世のグリーンタフを主とする地層と、それを不整合に覆って更新世前期の背中炙山層がよく発達して

います。背中炙山層は、石英安山岩質の火砕流堆積物を主とする地層で、背中炙山以南では、頂面のよくそろった台地性の丘陵をつくっています。この地層が堆積したときは、先ほどの真鍋先生のお話にありましたように、猪苗代盆地の地域は後背山地として侵食をうける状況にありました。

ところで、背中炙山の東側には、図5・1でと記した背中炙山断層と呼ばれる、南北方向の東側落ちの断層（落差最大150m）があります。この断層は、南の方で北西-南東方向の断層を伴っていますが、これもやはり北東側落ちの断層です。したがって、この2つの断層と川桁断層に挟まれた地域が落ちこんでいて、この落ちこみの内側に猪苗代盆地があるということになります。この2つの断層は、川桁断層に比べればその規模は小さいのですが、背中炙山層を切っており、この断層の活動は、当然、背中炙山層堆積後ということになります。

では、その断層運動がいつ行われたか、ということになりますが、残念ながら、これを特定する直接の試料がありませんで、この断層運動の時期に1つの問題が残っているわけです。たいていずれにしても、ある時期に背中炙山層を切る2つの断層と川桁断層の運動によって、これら

の断層に挟まれた地域が落ちこんだことは間違いありません。(表5・1では、盆地の落ちこみは、古磐梯火山の活動前にいくらか生じているものと考えました)

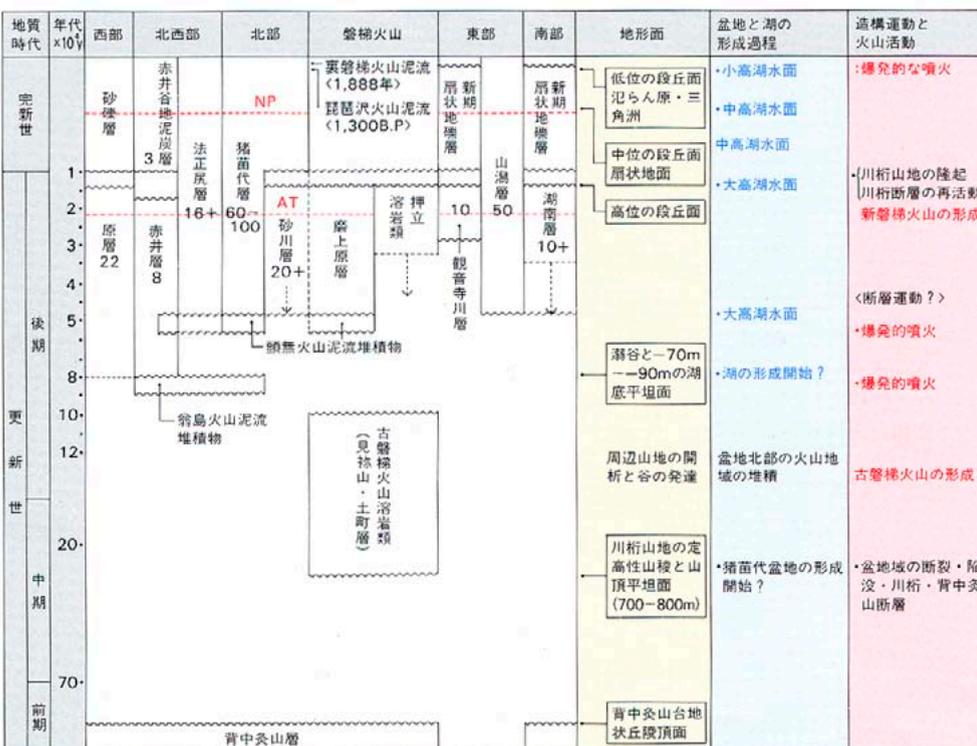
そして、そういう多少落ちこんだ地域の北部で、古磐梯火山の火山活動が始まります。その活動が始まる時期、表5・1の対比表に示してある古磐梯火山の古期溶岩（土町層・見祢山層）の堆積が開始された時期は、更新世の中期と考えられます。土町層と見祢山層は溶岩を主とする地層で、これが古磐梯火山の山体をつくっているわけですが、土町層には局地的に泥炭層も挟まれており、間に何回かの休止期間をおきながら火山体は成長しております。赤壇山や櫛ヶ峰の大半が古磐梯火山にあたり、この地層は、その南麓域で地表に露出しています。こうして恐らく、土町層や見祢山層堆積後の時期には、猪苗代平野から湖の北部は、古磐梯火山の広大な山すそを形成し、すでに侵食をうける地域になっていたものと思われる。

ところがその後、更新世後期の約8万年前頃に、この古磐梯火山のある範囲が爆発的な噴火によって吹き飛ばされてしまう、そういった火山活動が行われたらしく、その産物が翁島火山泥流堆積物です。そしてこの翁島火山泥流堆積物が、猪苗代湖の北西側地域にあった会津盆地へとつながる谷部を埋めて堆積します。その結果、湖盆の低い部分に水がたまり始まったらしいのです。現在、猪苗代湖の湖底地形には、湖の西部や南部で、深度-20mから-60m付近のところにおぼれ谷の地形がみられますが、-20mのところ当時の湖水面を示しているものと推測されます。というのは、この時期あるいはそれ以前の湖成層はまだ確認されていないからです。ただ湖周辺の一部の谷部では、このせき止めによって地層の堆積が始まったことがわかっております。さきの対比表には、湖の北西地域に赤井層、西部地域に原層という地層が示されていますが、この地層の下部は沼沢もしくは氾らん原の層相で、これらの地層は、この火山泥流堆積物のせき止めによって生じたものと考えられます。

その後、最終氷期の中頃の約5万年前頃に、再び古磐梯火山の南西側地域で大爆発が生じ、火山泥流が流出します。それが頭無火山泥流堆積物です。この堆積物は、一部は翁島火山泥流堆積物を不整合に覆いますが、主体は湖の北西側

表5・1 - 猪苗代湖周辺地域の第四対比表

＜鈴木・真鍋・吉田・中村・中馬，1982，一部改訂＞



数字は堆積物の厚さ(m)を示す

に広がっており、この結果、再び湖水面が上昇し、湖域は最も拡大する時期に入ります。

その拡大した湖域を証明する試料は、対比表に示されている地層と、それに含まれている珪藻群集などの化石群です。対比表に示されている猪苗代層の下部、^{ほうせいじり}法正尻層の下部、あるいは東部の山瀉層^{やまがた}の下部や南部の湖南層の下部、こういった地層には多くの浮遊性の珪藻の化石も含まれていて、それらがかなりの水深に堆積した湖底堆積層であることを示しているからです。また、先ほど触れました赤井層や原層でも、この時期から湖の地層に移り変わっていることが確かめられています。

この時期の湖の範囲は、図5・1のように復元され、湖からの流出河川は大谷川上流の谷部が推定されます。大谷川への出口付近には、湖岸段丘が発達していますが、この湖岸段丘の高さから当時の湖水面を推定すると、少なくとも530m以上、最上位の平坦面が湖岸段丘とすれば、湖水面は540m以上ということになります。この広大な湖は、その後、周辺域から泥とか、砂とか、礫などが運ばれて埋められていくわけですが、その埋積域の最も広いのが北部の猪苗代平野です。しかもこの地域では、堆積物の量も他の地域と比べてぐんと多く、一番厚いところで100m、薄いところでも50～60mという膨大な量の堆積物を非常に短い期間にためております。とくにAT層準（始良火山灰）が深さ40～46mぐらいのところに出てきますから、約2万年前頃から現在までの間に、40～46mという厚さの堆積物がたまったわけでありまして。西側の泥流丘陵地域には、このような厚い地層はみられません。そういう非常に特徴のある地域が猪苗代平野ということになります。

この広い湖は、最終氷期末の約2万年前頃までのかなり長い間続いていたようですが、その後、日橋川の谷が急速に侵食され開析されていったものと思われます。こうして湖からの流出河川が日橋川に移り変わるとともに、湖水面も段階的に低下してきます。日橋川の河谷には、顕著なものとして完新世の2段の河岸段丘が認められ、それらは湖周辺の中位及び低位の湖岸段丘に対比されています。

一方、最終氷期末の約2～3万年前頃から、大磐梯や小磐梯などの山体をつくる新磐梯火山の活動が始まっていますが、完新世に入りますと、1300年BP（7世紀初め頃）に爆発的噴火活

動による火山泥流が流出しています。それが琵琶沢火山泥流で、これが東南麓に流れて長瀬川を東側へ移動させております。そして1888年（明治21年）には再び爆発的噴火活動が起こり、小磐梯の北半部が吹き飛ばされます。このときの火山泥流は北部に流れ、北麓地域ではこの堆積物のせき止めにより、桧原湖、小野川湖、秋元湖、五色沼などの多くの湖沼が作られます。だいたい以上が、数年前に私どものグループがまとめた中間的研究段階での結論です。

ところで、図5・1にはの記号を付した推定断層があります。これは、翁島丘陵の東縁を限る伏在推定断層で、この線を境にして地形・地質が急激に変化しているのです。ここには南北性の断層があるらしいと推定されたものです。そしてこの断層に対する問題意識もあって、つい最近、この断層のすぐ東側の図のA地点で120mのボーリングを行いました。その柱状図が図5・2です。

そうしますと、湖成層は深度60.5mまでで、その最下部の泥層は、赤井層や原層中の頭無火山流堆積物の堆積後の泥層と同時期のものらしいのです。そして深度60.5m～73mのところからは火山性の泥流堆積物が出てきます。これは、翁島が頭無かは確定できませんが、そのどちら

かであることは間違いありません。こうして図の位置には、数10mほどの落差をもつ断層が存在する可能性が強まったのですが、それと同時に、この推定断層の活動時期が新しい問題を提起することになりました。

柱状図の73mより下位は古磐梯火山の古期溶岩に相当する地層で、間に5mの火山泥流堆積物を挟んで、それが120m以上の深さまで続いています。そして、下部の溶岩の地層には、礫、砂、泥などを一切含んでおりませんから、当時、少なくとも猪苗代盆地の西部や北部域は、碎屑性の堆積物をためこむような環境にはなかったことがわかります。つまり、古磐梯火山の山すそとしていくらか高い位置にあったことが推定できる。それが、火山泥流堆積物を堆積した後に、さきの断層の活動によって落ちこんだ可能性も考慮せざるを得なくなった。そういう問題が出てきたわけです。ただ、いずれにしても、

の推定断層の南方への延長がどうなるのか。古磐梯火山の溶岩類が湖の底でどういう状況にあるのか。創世時の猪苗代湖の地層がどのように分布しているのか。その辺のことが全くわかっていません。そうしたことは、すべて今後の問題として残されていることを申し上げて、私の話を終わりたいと思います。

図5・1 - 最も拡大した時期の猪苗代湖
<鈴木, 1984>

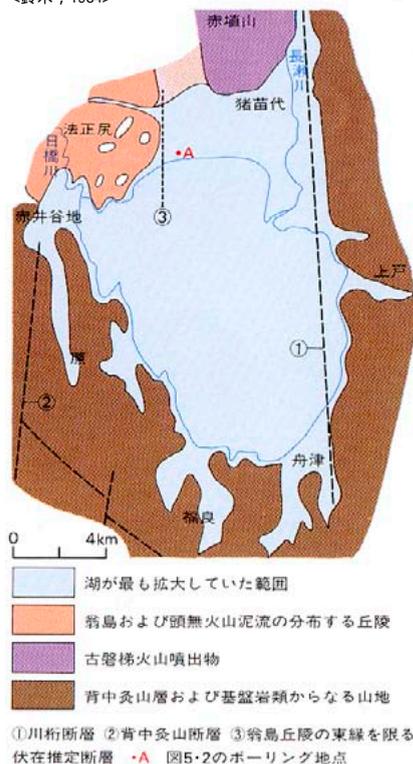
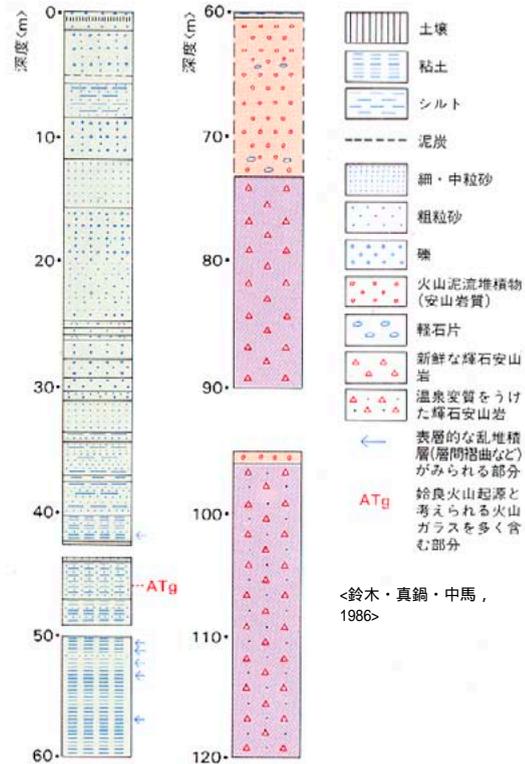


図5・2 - 野口記念館南側抗井(深度120m)の柱状図



東北地方における第四紀火山と火山体基盤の垂直変動との関係

火山の分布状況からみた盆地の深部構造

東北地方における火山の分布域と非分布域
 生出 東北地方では、だいたい第四紀の火山は、会津盆地のような盆地のところにはなくて、脊梁山脈のような高いところに出てきます。この背景にある問題を、本日は、2つの観点から、難しい議論は抜きにしてお話ししてみたいと思います。

その1つは火山の分布という観点からです。東北地方には、どなたでも知っているように、活火山と死火山を合わせて約50近い第四紀の火山が存在します。50近いという表現ですが、これは、つい最近発見された火山もあるし、また秋田県の田沢湖のように、どうみても火山性の凹地としか考えられないものが、その積極的証拠を示せと言われると、示すことができない。そういうものもあるので確定した数字ではなく、50近いという表現の方がよいわけです。

では、その50近い火山が東北地方のどこに分布しているかといいますと、第1は脊梁山地（山脈）です。いわゆる東北脊梁山地を基盤として分布するものが約80%で、これが一番多い。普通、那須火山帯（火山脈）と呼ばれている火山群です。第2番目は、出羽丘陵を基盤とする火山のグループで、これが16~17%、鳥海火山帯（火山脈）と呼ばれています。最後は、男鹿半島にある寒風と目瀉、これは男鹿隆起帯の上に出てくるもので2つだけです。このように火山は、新しい時代の隆起帯上に多く分布しています。

図6・1は、こうした火山の分布状況を示したのですが、この図によって、逆に火山の分布しないところをみてみます。ただし、那須火山帯の東側の限界を結んだ線をフロントといいます。いまは一応、フロントの外側をはずして考えます。

そうしますと、まず横手盆地、新庄盆地、山形盆地、米沢盆地、そしてご当地の会津盆地、こういうところは火山がうまく避けています。特

に宮城と山形の県境の舟形火山と山形県の葉山、肘折、月山という火山をみますと、山形盆地をうまく避けるようにしてほぼ東西に並んでいるのが目につきます。ですから、火山が分布しないところとしては、まず第一に盆地がある。次に、秋田平野、庄内平野、新潟平野、そういう海岸平野にも火山がありません。それにもう一つ、海なんです。北海道の沖合ですと、渡島大島と渡島小島の火山があるんですが、東北地方の沖合には火山はありません。ただ、将来発見される可能性もありますので、これは括弧つきの火山のないところ。とにかく確定的に火山の分布しないのは盆地と海岸平野。したがって、こういうところをどうして火山が避けるのかという問題が出てくるわけです。

なお、火山が盆地や低地帯を避けるということは、これは東北地方だけではなく、北海道の場合も同じです。また、カムチャッカもそうで、ここは、東北地方と同じように火山帯が2列になっていて、その真ん中に中央低地帯が走っているのですが、あちらの専門家の説明

図6・1 - 脊梁山脈と出羽丘陵の地質構造概略図<北村(1974)の図に補筆>

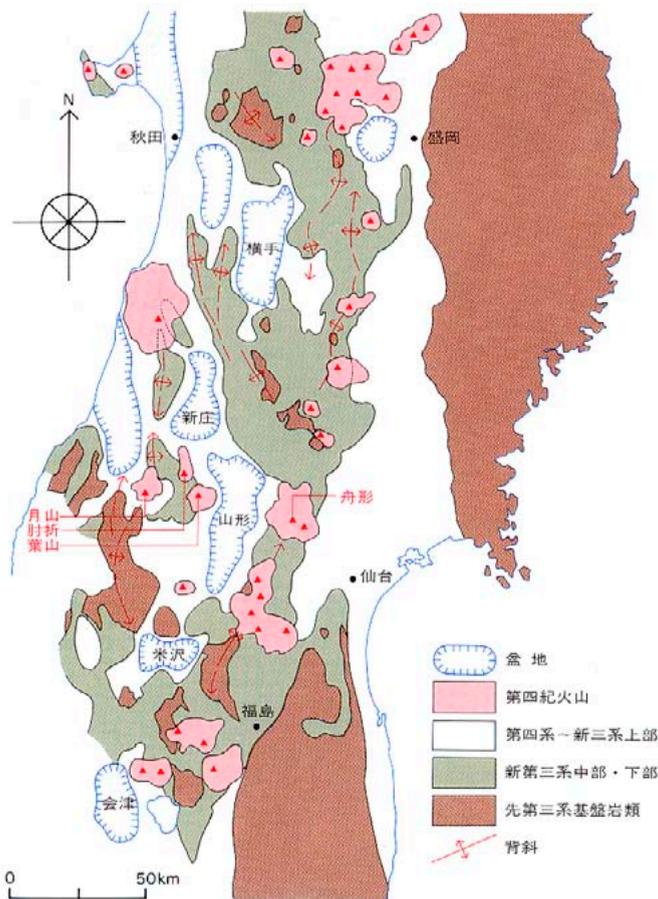
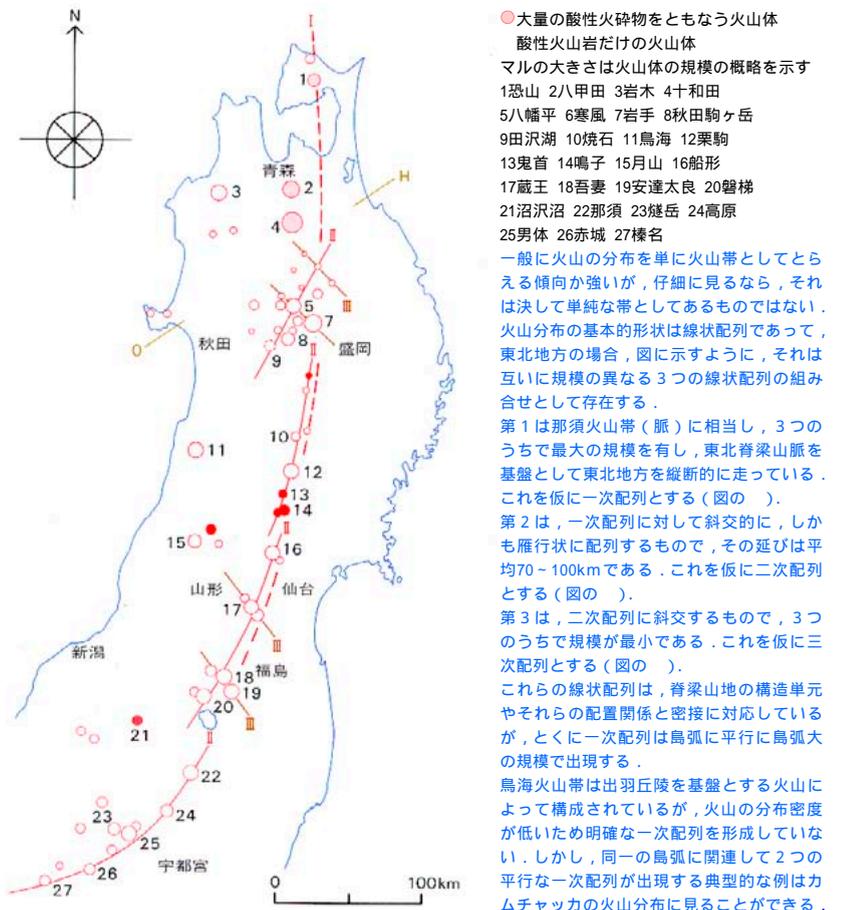


図6・2 - 東北地方における第四紀火山の線状配列



によると、この低地帯というのはいわば第四紀の堆積盆地であって、現在堆積作用が進んでいるところということでもあります。

さて今度は、火山の配列状況から推しはかって、火山が分布してもおかしくないところを幾つかあげてみます。図6・2で那須火山帯の火山を南から北へずっと追っていきまると、配列の密度からみて、八甲田と恐山の間がちょっと飛び過ぎています。だからその間のむつ湾に、もう1つか2つ火山があってもいい(笑)。また、恐山と北海道の恵山の間も大分飛んでいて、この間の津軽海峡にも、少なくとも火山が1つはあってもいい。那須火山脈という脈が通っているにもかかわらず、なぜこういう凹所を火山は避けているのか。

ある地域に火山が分布しないことの原因

そこで、火山がなぜある特定の地域を避けているのかということを考えてみますと、これには2つの問題があるかと思えます。

1つは、その地域の下部では、マグマが発生し得ないということです。普通マグマは、地表からは70~80km以上の深さのマントル上部で発生するのですが、ここの条件が火山の発生する地域のそれとは異なっている。マントル上部の物理・化学条件が違うということです。先ほど触れましたフロントの外側にも火山が分布しておりませんが、一般に火山学者は、そこに火山がない理由として、その深部ではマントルが溶けるために必要な温度条件が満たされていないから、というわけです。盆地の下部についても、マグマの発生条件が満たされていないと見るわけです。

もう1つの問題は、盆地の下部にはマグマの上ってくる通路がないということです。せっかくマグマができて、それが上ってこなければどうにもならない。普通、マグマが上るのには割れ目、通路、すなわち深部断裂が必要です。では、マグマが地表に上昇するときには、一体どうやって上昇するかということになりますが、実は、これは火山学で一番難しいところなんです。ごく平たくいって、浮力で上るという考え方があります。周りがかたくて密度が高い。それに比べると、マグマは溶けたものだから相対的に密度が低い。重いものにかこまれて軽いものが一緒にくっついていて、それがすきあらば上っていく。そういう浮力で説明しようとする考えがあるんですが、あれだけ重いものが重力に逆らって上昇してくるのですから、それだけではとても説明し切れない。しかも、割れ目といったって、どうぞお通りくださいとパカッと開いているわけじゃないですから、相当窮屈です。そこで、マグマが上昇するためには、^{うわ}上向きの圧縮力がどうしても必要だという考え方が出てくるわけです。それから、その両方の考え方を取り入れながら説明しようとする立場もありまして、マグマの上昇機構の問題は、大変に難しい。

ただし、マグマが斜めに上るという話は一度も聞いたことがなく、これは垂直に上るんです。マグマが垂直に上るといのは、日本をはじめ、ハワイやソ連の火山など、いろんなところで実証されています。

したがって、盆地の底に火山が分布していないという、そのことが意味するものは、

(イ)その下部(マントル上部)でマグマが発生し得ない。

(ロ)マグマの上る通路(深部断裂)がない。

という2つの条件が、片方あるいは両方とも満たされているということです。最初にお断りしましたように、本日は難しい議論は全部省いています。

火山の分布域と非分布域の深部構造

したがって盆地構造の根——これは非常に俗な表現でまずいんですが、盆地の発生と直接につながりを持つその下部構造という意味で根という表現を使っているのですが、それはかなり深い。というのは、マグマが発生できるかできないかという条件にかかわってくるわけですから、これは相当深い。

そして、マグマの通路というものを考えると、盆地の底には深部断裂はなく、隣接する火山の分布域にはこれがある。したがって、盆地をつくっている周辺の断層は、地表の細かい断層を抜きにすれば、少なくとも深部断裂は、その深さまで根を張っていないとつじつまが合わないということです。しかも、この深部断裂は、垂直にできている。

すなわち、盆地の縁を画する断層、少なくとも深部断裂は、直立したような形で、しかも深く深く、マグマの発生条件が問われるようなところまで根を張っているに違いない、ということです。そのことを1つの模式図として描いたのが図6・4であります。

以上が、火山の分布という観点から浮かび上がってきた盆地および火山の深部構造の姿です。

図6・3 - 日本における主な第四紀火山に関する基盤の高度、時代および岩質

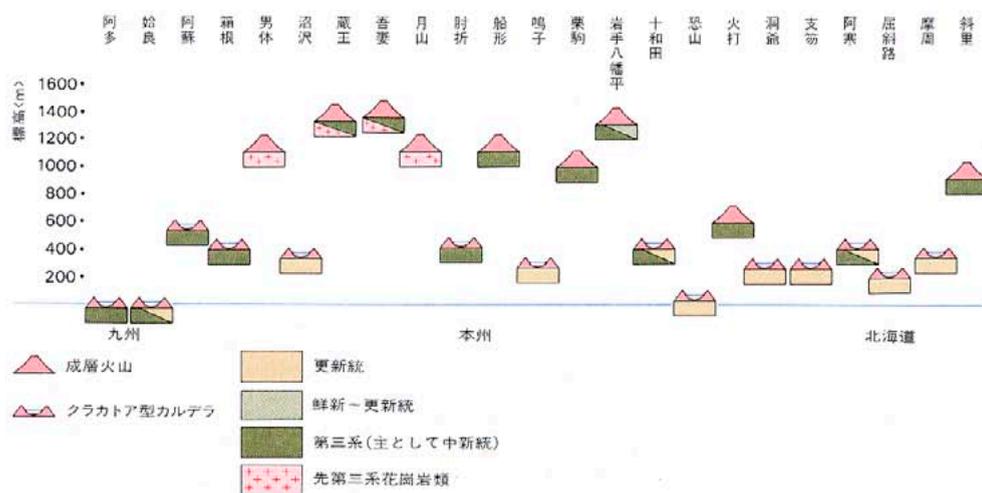
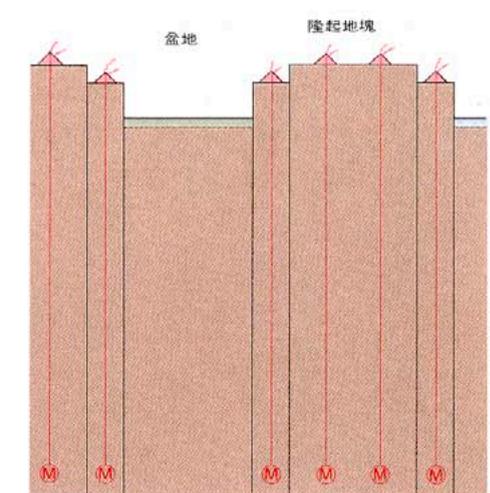


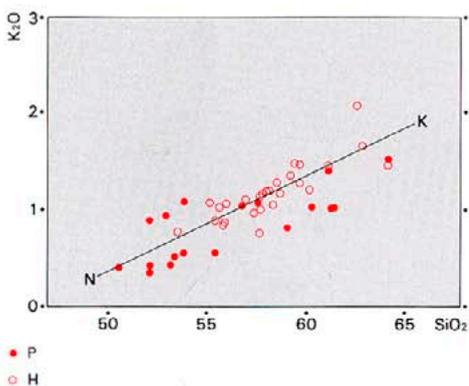
図6・4 - 地殻断面と火山の立体的分布との関係



火山岩における K_2O の挙動と火山体基盤
 那須火山帯における K_2O の一般的な傾向
 第2の観点からは、これは昔から火山の研究ではよく行われている方法なんです、火山岩に含まれている SiO_2 と K_2O の比率、その K_2O の挙動を調べますと、それが火山の性格や基盤に関連してかなりはっきりした振る舞いを示します。それで、この方法によるとどうということがわかるか、ということです。ちなみに K_2O は、マグマが発生したときの条件を刻印して、それを最後までずっともち続けているといわれる化学成分、 SiO_2 は火山岩の主成分です。

さて、 K_2O の挙動を検討する場合に、同じ火山同士を比較するわけですから、那須火山帯なら那須火山帯のスタンダードをつくる必要があります。そのつくり方としては、那須火山帯の基盤条件の共通項は、奥羽脊梁山脈の隆起軸の上にあるとします。そして、後で触れますが、古い火山と新しい火山とは K_2O の挙動が違ってくるので、新しい火山(活火山)でそろえます。こうしてつくったのが図6・5の那須火山帯のスタンダードの $K_2O - SiO_2$ 図です。図の横軸がシリカ(SiO_2)、縦軸が K_2O です。これは、普通、1つの火山で調べても、その地域の共通な基盤条件を持つ火山群で調べても、大体平均として、右上がりの直線の上に集中的な分布を示します。図のPはピジョン輝石質岩系、Hは紫蘇輝石質岩系ですが、これらは、両方一緒に見ていただいてもいいんです。とにかくかなり高い集中度でN - Kという平均的な右上がりのトレンドが示されます。つまり、奥羽脊梁山脈の隆起軸を基盤とした活火山の K_2O レベルは、N - K(これは那須と栗駒という意味です)を結んだトレンドの上に乗ってくる。これは事実としてだれも否定できません。

図6・5 - 那須火山帯の標準的な $K_2O - SiO_2$ 図

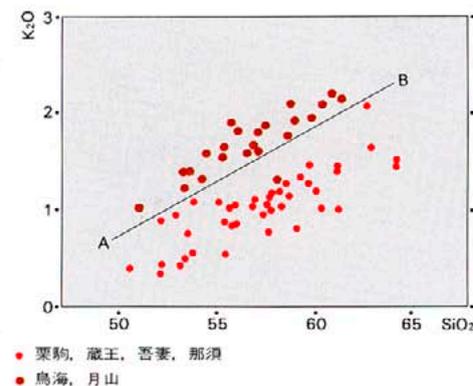


西高東低 フロントからの距離と K_2O の挙動
 第2に、 K_2O の挙動は、フロントからの距離を非常に敏感に反映します。このことは、すでに古くからわかっているのですが、那須火山帯と鳥海火山帯の K_2O レベルを比べますと、非常に分離のいい西高東低になります。図6・6がそれで、鳥海及び月山などの日本海側の鳥海火山帯の方が高く、栗駒、蔵王、吾妻、那須などの太平洋側に近い那須火山帯の方が低い。このように、 K_2O の挙動はフロントからの距離を実に敏感に反映します。そしてそれぞれの火山帯については、それなりに非常に集中度の高い一般的な傾向を示し、しかも両者は、画然と、西が高く東が低いという形で、見事に分離して出てきます。これだけ分離がいいところですから、その境界に図に記したように、A - B線を引きます。この線も後の話に何回か出てきます。長い寿命をもつ火山での K_2O レベルの転換最後に、古い火山と新しい火山の K_2O の挙動ですが、100年以上前から火山活動が始まっているような寿命の長い火山は、途中で K_2O レベルが、低いところから高いところに転換します。レベルアップする。

その一番はっきりしている例が、図6・7の草津白根です。この火山は、浅間の北側にあつて、昔から鳥海火山帯の西端部といわれたものですが、最近の早川氏(1983)の資料によりますと、ここでは、約70~80万年前に K_2O レベルの転換、正確にいうとレベルアップが行われたことがはっきり現われています。以上3つのことを含んでいただいて、磐梯の話に移ります。

K_2O レベルの低下と火山体基盤の陥没
 図6・8は、この地域の先第三系の基盤の骨組と第四紀の火山の配置図です。図には2つの隆起軸、棚倉破砕帯方向のものと、脊梁方向のもの

図6・6 - 那須・鳥海両火山帯の K_2O レベルの比較



が示されていますが、西吾妻は棚倉破砕帯方向、東吾妻は脊梁方向の隆起軸の基盤の上に乗っています。安達太良はちょっと微妙な位置。ところが磐梯は、完全にズレていて基盤の落ち込んだ方向にあり、猫魔となると、もっと外れてしまいます。言い忘れましたが、猫魔以外はみな活火山です。

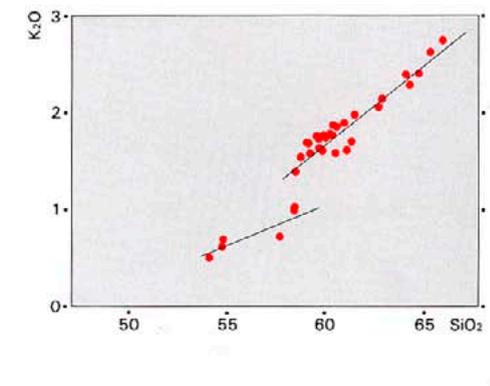
さて、先ほど言いましたように、 K_2O の挙動は、フロントからの距離が問題になります。そこでフロントに一番近い順からいうと、安達太良、吾妻、磐梯、猫魔、そういう順序になります。ですから、新しい火山であれば、西側にある磐梯の K_2O が上がらないといけません。ところが、実際に磐梯を調べると、図6・9にみるように、90%ぐらいのものが、那須火山帯の基準であるN - K線より下へ落ち込んでいます。那須火山帯に所属する火山であるならば、本来、このN - K線の上に±0.2%ぐらいの偏差で乗るはずなんです。ところが、乗っているのは7つだけで、あとは下へ落ちている。

一体この原因は何か。磐梯の場合、いま盛んに活動していますから、古いとは言えない。そうすると、ここで考えざるを得ないのは、火山体基盤の相対的な落ち込み、基盤の負の運動であろうということです。

これは先ほどの鈴木先生のお話にありましたように、かなり新しい時代に活動している川桁断層の存在に注目せざるを得ない。この断層を挟んで吾妻と磐梯とが並んでいますから、磐梯の基盤の落ち込みが、 K_2O レベルの低さとしてあらわれていると考えられます。

現に1984年の火山学会で、火山地帯の重力を過去20年くらい専門に研究しておられる北大の横山先生が、吾妻と磐梯の重力を比較しております。そうすると、いろんな仮定があるんですが、

図6・7 - 草津白根における K_2O の転換



先第三系の基盤岩の落差が1,800mあるようなモデルを書かないと、その重力の資料は説明できないと言っておられます。

このように、吾妻と磐梯の火山体基盤の間には、川桁断層を境にしてかなりの落差があり、それがK₂Oの挙動にあらわれている。

しかれば、こういう例は、ほかにもあるのかどうか。断層を間に挟んで基盤の高いところと低いところの両方に火山が2つ並んでいる場合に、果たしてK₂Oの挙動が基盤の高低を反映した形で出るのであるか。

結論からさきにいいますと、これははっきりと出ます。以下3つばかりその例をあげます。まず図6・10と図6・11。これは、鳴子、鬼首、栗駒で、10km前後の範囲に非常にくっついて南

北に並んでいます(図6・2参照)。栗駒は、基盤が海拔1,000mまで隆起した典型的な脊梁の火山です。それに対して鬼首は、最近、地熱探査のボーリングで-1,000mまで掘ってやっと花崗岩に達したらしい。ですから鬼首と栗駒とでは、約2,000m余りの基盤の落差があります。鳴子の基盤も鬼首と同様に落ち込んでいます。だいたい鬼首と鳴子という両火山は、火山活動に先立って発生した構造性的陥没盆地の中にできた火山で、それは断面図にも示されています。そして栗駒と鬼首・鳴子のK₂Oの挙動は、一般的な右上がりのトレンドを引きますと、それをちょうど境にして上下という関係にはっきりと分かります(図6・11)。この3者は南北に並んでいますから、フロントからの距離というの

は問題にならない。にもかかわらずこんなに離れるんです。基盤が上がっているところと、基盤が相対的に1,500~2,000mと落ち込んでいるところでは、K₂Oの振る舞いにこんなにピンと出てくるのです。

次の例は、月山とその北の肘折で図6・12と図6・13。肘折では、-700m以上のボーリングを掘っていますが、まだ花崗岩に達していないそうです。月山の方は隆起した花崗岩を基盤にしており、その海拔は約1,500m。ですから、両者の間には少なくとも2,000m以上の基盤の落差があります。そして両者は、ほとんどくっついた火山なのでフロントからの距離は問題にならないのですが、基盤の落差を反映してK₂Oレベルは、図6・13のように見事に違ってあら

図6・8 - 吾妻・磐梯両火山の基盤構造

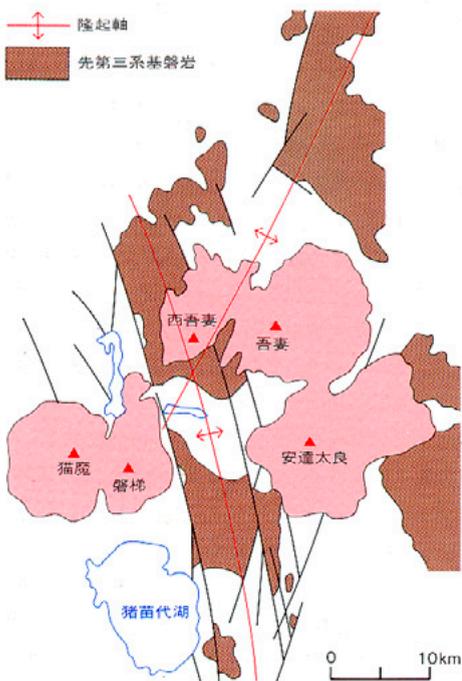


図6・9 - 磐梯のK₂Oレベル

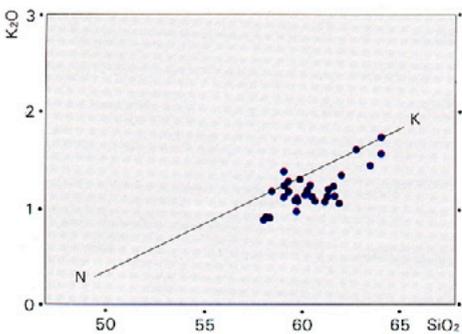


図6・10 - 栗駒・鳴子・鬼首の基盤構造

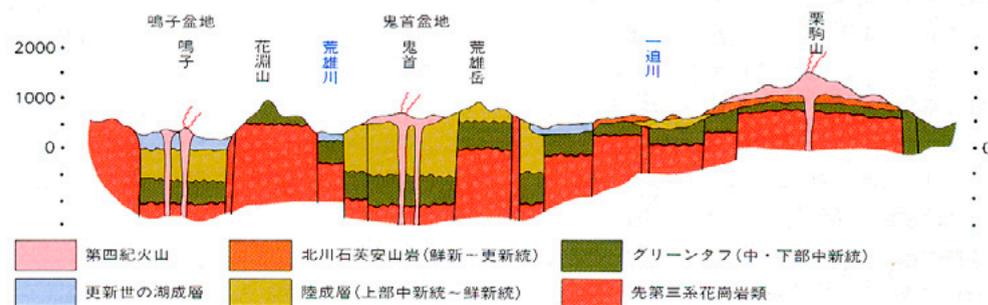


図6・12 - 月山と肘折の基盤構造

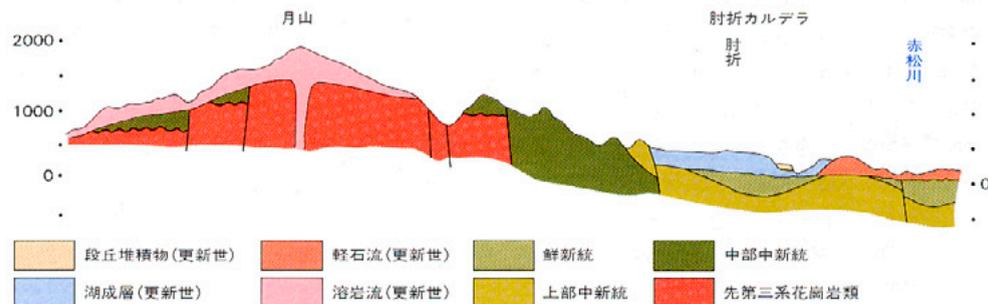


図6・11 - 栗駒と鳴子・鬼首のK₂Oの比較

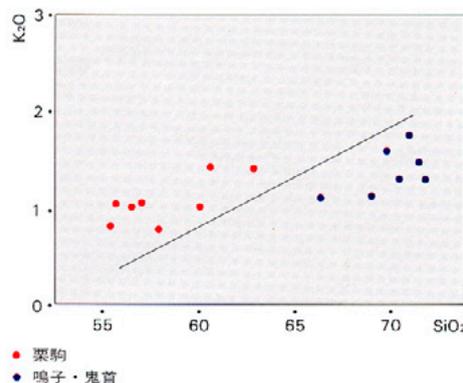
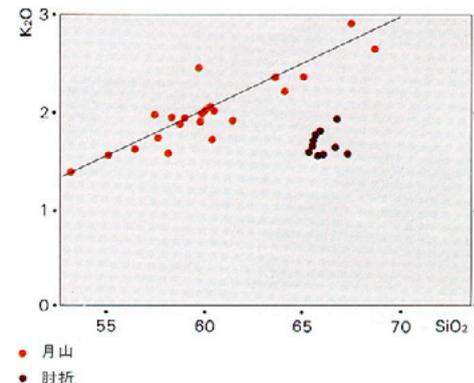


図6・13 - 月山と肘折のK₂Oレベルの比較



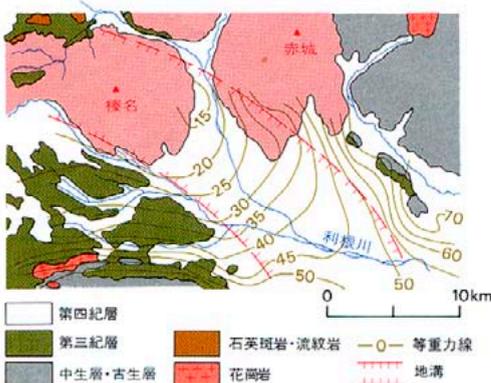
われます。

最後は、浅間・赤城と榛名のケースです。関東地方の造盆地運動の一つの枝として、利根川地溝帯というのがありますが、実はこの地溝が図6・14に示すように、榛名の下へ突っ込んでおります。伊勢崎市近くの、3,000mのボーリングの試料がありますが、それによるとここには、中新世から鮮新世を経て更新世にわたる地層がほとんど連続して堆積しており、そのために足尾系あるいは秩父系の古生層が3,000m掘ってもまだ出ない。しかも、第四紀の地層の厚さが500mもあり、新しい時代の陥没が考えられる地溝です。この地溝が榛名の底へぶつかっている。それに対して榛名の両隣にある赤城、浅間は隆起した基盤上にあつて、これはいわば那須火山帯のスタンダードに属します。それを比較してみたのが図6・15です。図にみるように、浅間・赤城のK₂Oは2つ一緒にして、渾然一体と非常にきれいな直線状のトレンドをつくり、N-K線の上ののってきます。それに対して榛名は、ちょっと間の試料が欠けているんですが、これはもう直線状につないでいいのですが、ひどいレベルダウンを示します。

このケースもまた、基盤の陥没という構造運動が、K₂Oのレベルダウンとしてあらわれているわけで、以上のことから、火山体基盤の沈降運動とK₂Oレベルの挙動とが密接に関連していることがわかります。

K₂Oのレベルアップと火山体基盤の上昇
次は、安達太良です。茨城大学の藤縄君が、この火山を調べておりました、その発達史を早期、1期、2期、3期、4期と5段階に分けています。そのうち早期と1期のもは変質も進んでいるし、分布からみてどこまで安達太良の火山体形成に関与したかもあやしいので、これを除

図6・14 - 榛名火山周辺の地質図

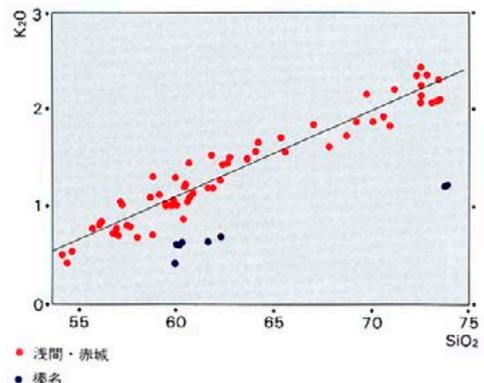


いた2期,3期,4期でプロットしてみました。それが図6・16で、ごらんのようにパッと分かれています。Pだけのレベルの低いトレンドは2期のものです。それに対してHを主体としたレベルの高い方のトレンドは、3期と4期のものです。要するに2期から3期~4期へ移るときに、こんなにもK₂Oがレベルアップしているわけです。ただ、この転換の時期がなかなかとれなくて弱っているんですが、ともかく草津白根より新しいようで、30万年前以降だろうと思います。とにかく長い安達太良の活動史の中で、やはりここでも、こういう転換があったということで、これは否定できません。このように、火山の長い生涯の途中でどうしてK₂Oがレベルアップするのか。これについては、これまでに多くの例について述べてきたことから容易に推論できます。つまり、ある時期以降の基盤の急激な上昇運動に伴ってK₂Oがレベルアップするのであろう。それ以外には、説明し切れないうちに思います。

古い基盤体制がそのまま残る火山
さて、最後に猫魔です。猫魔は、フロントから最も離れていますから、本当はK₂Oレベルが一番高くないといけません。ところが図6・17のように逆に一番低いんです。吾妻、安達太良、磐梯、猫魔の4つのうちで一番低い。これは一体どうしてなのか。一応ここでは、古い火山であつて、しかも古いままの基盤体制がそのまま残っているからであると、そういう解釈をしておきます。いわばレリックであると。

しかし、もし猫魔の基盤が磐梯の基盤と比べてもさらにひどい落差があるということになれば、それが原因ということになるかもしれません。しかしそれにしても、後でK₂Oレベルが上がってもいいはずで、それも上がっていないの

図6・15 - 浅間・赤城と榛名のK₂Oレベルの比較



ですから、古さの問題は、やはり抜きにできないのではないかと思います。とにかく猫魔のK₂Oレベルは異常に低いのです。

火山の分布とK₂Oの挙動からみた地殻断面
K₂Oの挙動という面からは、大要以上のようなことにはなりますが、ともかく、吾妻、磐梯、猫魔はその基盤条件からいって、これらを分けて考える必要があると思います。少なくとも吾妻と磐梯の基盤の落差は明らかです。そして、第1の観点からわかったことをここに付け加えるなら、両者を分ける川桁断層は、その根を深部まで突っ込んでいるに違いない。

また、K₂Oの面からみても、K₂Oというのは最初に言いましたように、マグマ発生当時の条件を刻印したまま最後までもち続けるといわれているわけですから、川桁断層というのも、マグマの発生条件を分けるぐらいの深さまで届かせておく方がよいわけです。

ですから、こうした深部断裂は、脊梁と盆地との間だけでなく、脊梁やその周縁部の構造をも分けている。しかもそれは直立的であるということ。結局、火山の分布という第1の観点から描かれた図6・4は、第2の観点の結論としても、そのまま適用できることになります。

編集 K₂Oのトレンドが右上がりの直線上に集中的に分布するというのは、マグマの共通の発生条件として、その火山帯の深部構造が大体同じであると。

生出 そう考えていただいて結構です。

編集 基盤の落差がどの程度まであれば、K₂Oレベルに違いが出てくるんですか。

生出 やはり1,000mを超えないと出ませんね。

編集 それだけ違えば、深いところでマグマの発生する条件が違ってくる。

生出 そうです。さらに盆地の方になれば、もうマグマは発生し得ないか、発生しても上ってこれない。

編集 図6・4は東西断面のイメージですが、東北地方というのは、大体こういう形が南北に連なっているわけでしょう。脊梁と那須火山帯、その西側が盆地とそれを境する山地、さらにその西側は出羽丘陵と鳥海火山帯。そうすると、この南北性の構造の背景には、マントルにまで達する一つの違いがあると……。

生出 そういうことです。

那須・鳥海両火山帯と富士火山帯のK₂Oレベル

編集 先ほどのお話では、たしか那須火山帯の

の先第三系が北側に大きく落ち込んでいるんです。太平洋山北側の断層では、その落差は3,000 m以上であることが確かめられています。そして脊梁山地は、この線より北側になると山容が大きく崩れてきます。その他の事情もあわせ考えると、この北側地域の落ち込みは、比較的新しい時代に起きていることがわかります。

次に、この地域の火山の K_2O はどうかといいますと、八戸 男鹿線のすぐ南にある八幡平、岩手、秋田駒ヶ岳などの火山は、N-K線レベルよりもやや低い程度。ところが八戸 男鹿線よりぐっと北に入った恐山の K_2O レベルは、N-K線レベルよりもぐんと低くなってしまいます(図6・20)。これは、先ほどの栗駒に対する鳴子・鬼首のレベルダウンよりさらにひどいんです。ですから、ここでも当然、基盤の陥没を考えざるを得ない。

では、北海道西南部はどうか。まずフロントに近い方をいいますと、恵山が、十和田・恐山のレベルで最も低く、その北の渡島駒ヶ岳のレベルは恐山や恵山よりは高めだが、その地理的位置を考えるとやはり低すぎます。さらにその北方の倶多楽から支笏になると、これはN-K線

レベルまで上ってしまうんです(図6・21)。

今度は、鳥海火山帯の延長部をみてみます。そうしますと、八戸 男鹿線の北側にある寒風は、最も西側に位置しているにもかかわらず、那須と鳥海を画然と分けていたA-B線レベルまでダウンしている。ぐっと北に入った岩木では、さらにダウンして、ほとんどN-K線に近いレベルになります(図6・22)。そして北海道西南部に目を向けますと、鳥海の延長部にあたる火山としては渡島小島と渡島大島の2つしかありませんが、南の小島がA-B線レベル、北の大島はA-B線レベルを超えて、さらに鳥海の標準レベルよりもやや高めです(図6・24)。ですから、北海道西南部の、那須と鳥海のほぼ延長上にあつて、しかも K_2O レベルがそれぞれの地理的位置にふさわしい火山、つまり東は倶多楽、西は渡島大島、この2つを結ぶ線と、南側のH-O線(八戸 男鹿線)との間には、図6・25にみるような K_2O レベルの低いゾーン(仮にLPゾーンとします)が形成されているわけです。

そしてさらに、このゾーンの中で K_2O レベルを比べてみます。つまり、東北北部では東の恐

山・十和田に対する西の岩木、北海道西南部では東の恵山に対する西の渡島小島です。そうしますと、 K_2O レベルが低いなりに、西高東低の関係がはっきりと保たれており、境界のA-B線が大きくシフト・ダウンしているのがわかります(図6・23、図6・24)。

このように、南北方向に一定の幅をもつゾーンの存在することは、この地域において、本州弧(東北日本弧)を北東 南西方向に横断するような規模で、強力な沈降(陥没)運動が支配している、そのことを改めてはっきりと示しているわけです。そして私は、いろいろの現象や資料から判断して、この構造は、千島弧の外側帯と千島海溝の西への延長部であろうと考えております。つまり、那須・鳥海という並列する火山帯をもつ本州弧(東北日本弧)は、千島弧および千島海溝と交差することによって、この地帯でその基盤構造を大きくくずし、そのことが火山活動に反映しているのです。

島弧と海溝延長帯の交差部に生じる火山の特徴なお、一言つけ加えますと、島弧と海溝延長帯が交差するところは、必ずといってよいほど、クラカトア型カルデラが2つ3つと発生してお

図6・20 - 恐山の K_2O レベル

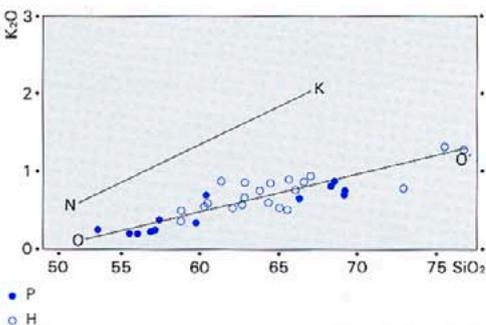


図6・21 - 北海道西南部における那須火山帯延長部の K_2O レベル

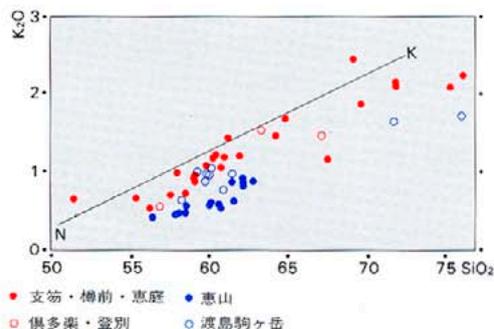


図6・23 - 本州北端部におけるLPゾーン内の K_2O レベルの西高東低

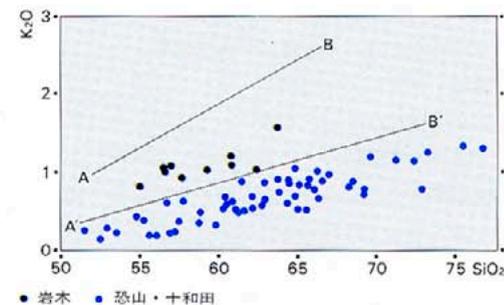


図6・22 - 岩木・寒風の K_2O レベル

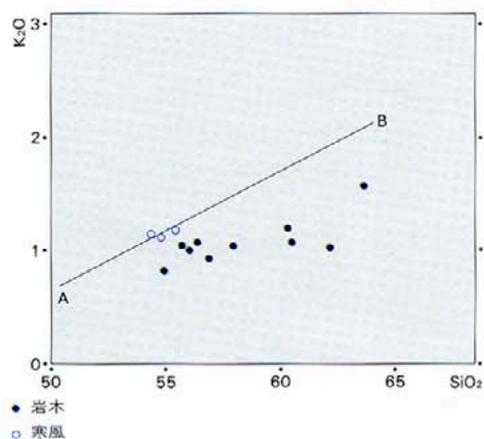
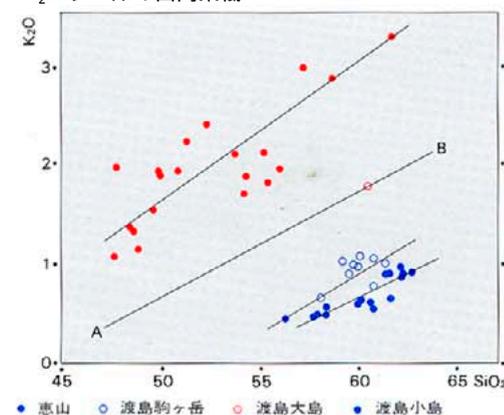


図6・24 - 北海道西南部におけるLPゾーン内の K_2O レベルの西高東低



ります。日本海溝の北東への延長部が千島火山弧と交差するところには、阿寒、屈斜路、アトサヌプリ、摩周、駿河トラフ（これは南海トラフの延長と考えられます）とその反対側の相模トラフのそれぞれの延長部が合体する場所に箱根のカルデラ。南海のトラフの西への延長部が琉球火山弧と交差するところには始良、阿多、鬼界のカルデラなどです。こうしたところはみな、さきのLPゾーンと同じく、著しくK₂Oレベルが低下しております。十勝・大雪に対する阿寒・屈斜路、富士に対する箱根、霧島火山群に対する始良・鬼界、この関係は実に見事に出てきます。また、カムチャッカの2列の火山帯にアリューシャン海溝の延長部の交差するところでも同様の関係が認められます。

編集 大変申し訳ございませんが、時間が大分すぎてしまいましたので、この辺で終りたいと思います。本日は、長時間にわたり有難う存じました。

図 6・25 - 本州北端部における地質構造の不連続線(O-H線)



生出による補筆

基盤の垂直変動とマグマの発生条件

〔 〕事実関係の総括

(1) 一般に断層を境に隆起側でK₂Oレベルが高く、沈降側で低い。

(2) 長い寿命の火山体を構成する火山岩のうち、70～80万年前頃を境に、古いメンバーの方がK₂Oレベルが低く、新しいメンバーの方が高い例が存在する。その背景として、70万年前頃を境に、それ以降、日本列島の火山体基盤が全般的隆起の時期に入ったことが明らかにされている。

(3) 本州北端部に「西高東低」の関係を保ちながら、全体にK₂Oレベルが低下している地帯(LPゾーン)が存在する。その背景として、この地域全体を沈降性の構造運動が強く支配してきたし、いまま支配していることを示す地質的、地形的、測地的、そして地球物理的資料が数多く認められる。

(4) LPゾーンの南側に接して、K₂Oレベルの移行(中間)帯が存在し、それに対応して、基盤岩体にも、南から北に向かう段階的沈降運動を示すような資料が存在する。

(5) 地震と火山についての有史時代の活動記録を分析すると、両者のあいだに密接な相関関係の存在することが分る。このことは、地震と火山に対して活動の契機として働く共通の要因が存在することを示している。

(6) ある1つの火山帯または火山列のなかで、火山活動の場が時間とともに一定方向に移動している例が存在する。このことは、構造的に活性な場が一定方向に移動し、それに合わせて火山もまた、自からの活動に適した場を求めて移動していることを物語っている。

〔 〕考察

(イ)(1)と(2)の事実は、ともに、火山体基盤を押し上げる圧縮力が、同時にマグマ中のK₂O含有率を高める原因として作用していることを物語っている。

(ロ)(5)と(6)の事実は、ともに、地震と火山の活動を時間的、空間的に結びつける共通の要因が応力であることを有力に物語っている。

(ハ)最後に、(3)と(4)の事実、およびそれらの背景と考えられる資料の存在は何を意味するのであろうか？

ここで、仮に久域(1980)の考えるように、「西高東低」の関係がマグマの発生する深さ、すな

わち深さを圧力におきかえた封圧で説明できるとするならば、(イ)と(ロ)の考察をもふまえて、LPゾーンの形成もまた地下深部の圧力条件と密接にかかわり合っていることが考えられる。前者が圧力に関係しているのに対して、後者が圧力以外の、たとえば温度条件にかかわり合っているというようなことは、実際の状況としてはほとんどありえないことであろう。

このように、マグマの発生や化学組成に対する封圧の効果を乱すことも、打ち消すこともなしに、むしろその効果を保ちながら西も東もなく全体として一様に封圧の効果を強め、または弱めるものとしては、「もう1つの圧力」、すなわち応力こそ、その最も有力な候補と見るべきであろう。いいかえると、封圧に対して、それと共存しながら単純な相乗効果だけを与える要因としては、封圧と同質のもの、すなわち応力以外には考えられないということである。

したがってLPゾーンや中間帯の形成にしても、またその他の地域におけるK₂Oレベルの変動にしても、すべては火山体基盤に働く垂直圧縮力の体制が密接にかかわっているものと考えざるをえない。そして、その垂直圧縮力が同時にマグマの発生と上昇をも支配しているものと予測される。

会津盆地の土壌

庄子貞雄 = 東北大学農学部教授

安藤 豊 = 山形大学農学部助教授

会津は、その名の示す通り、大川を始めとするいくつもの河川があわさってできた沖積平野である。従って、この盆地の土壌の生い立ちやその性質は、河川の上流にある地質・母岩と、河川によるそれらの運搬・堆積過程とに密接に関係している。さらに、約5,000年前に降下堆積した沼沢火山灰や、縄文中期に一時的に形成したとみられる湖沼の堆積物も、会津の土壌生成に強い影響を及ぼしている。盆地の構造は、長い地質時代をへて形成されているにしても、盆地の表層をおおっている土壌の生い立ちについては、数千年前の縄文中期までさかのぼるとわかりやすい。

人工衛星からみた会津盆地の土壌

人工衛星から写した会津盆地の写真（本誌1ページに収載）は、この盆地内の土壌の特徴をよくとらえている。この人工衛星写真では、緑色の植物は赤色で示され、土壌は緑色系で、淡色から暗色までの様々な色調で示されるように処理されている。この写真が写された時期は、田植後の5月であるので、まだ稲の葉が水田をカバーしていない。そのため、地形面や河川の流域による土壌の違いがよく見出される。

たとえば盆地の縁側側には、黒味の強い土壌がまとまってみられるが、この地域は、地形面で見ると海拔約200mないしそれ以上で、この土壌は、約5,000年前に降下堆積した沼沢火山灰から生成した黒ボク土である。

これより低い場所にも黒味の強い土壌がみられるが、これらは、泥炭土、黒泥土およびグライ土などの湿田で、このことは図1の土壌図と比較するとよくわかる。

盆地南部の大川の流域は、盆地内ではもっとも土色の淡い場所である。この地域は、大川の砂質な堆積物でおおわれ、水田の作土から鉄分が溶脱している老朽化水田が広く分布しているところである。

盆地の中央部、喜多方の南部にもやや黒味の強い地域がみられるが、これらの地域は海拔200mより低く、現在の河川の氾濫原よりも高い。ここに分布する土壌は、後で述べるように、粘質な湖沼の堆積物に由来する土壌である。

以上のように会津盆地の土壌は、人工衛星がとらえた映像によっても、地形面とその堆積物の特徴をよく反映していることがわかる。

降下火山灰と黒ボク土

図1の土壌図にみられるように、会津盆地の土

壌は多様である。しかしながらそのなかの黒ボク土は、縄文中期の会津盆地を知るうえで、有力な手がかりとなる。

一般に東北地方の黒ボク土は、排水の良い場所で、ススキ植生の影響を強く受け、火山灰が風化してできた土壌である。火山灰は、細粒な鉱物粒子よりなり、しかも風化し易い火山ガラスを多量にふくむため、風化速度が大きく、多量の活性アルミニウムを放出する。この活性アルミニウムの一部は、有機物と結合して、他の鉱質土壌にはみられないほどの多量の腐植を黒ボク土中に集積する。他方ススキ草原は、植生に対する人為のインパクトが強い場合に成立することから、偏向極相（biotic plagioclimax）ともいわれる。そしてこのススキが黒ボク土の生成を促進するので、筆者らは、これを特にアンドソライザー（andosolizer）と呼んでいる。

ススキの特徴は、地上部だけでなく、地下部の有機物生産量（単位面積当り）が大きいこと、有機物組成としては、微生物の炭素源となり易いセルロースが主体であること、さらに有機物が、地下部によって地中深く、直接土壌中に供給されることなどであろう。ススキによるこのような有機物の供給様式が、真黒な腐植を多量に生成する黒ボク土特有の性質に強く関係しているとみられている。

会津盆地の黒ボク土の母材は、沼沢火山灰である、この火山灰は、約5,000年前に沼沢火山から噴出したもので、その降灰の主軸は噴出源のほぼ東側となっているが、降灰は会津盆地全域におよんでいる。この火山灰の主体は、無色の火山ガラスであるが、重鉱物部分に角閃石を比較的多く含んでいるので、他の火山灰との識別は容易である。

沼沢火山灰から生成した会津盆地の黒ボク土は、写真1でみられるように、腐植にすこぶる富む厚い腐植層（数10cm）をもっている。考古学の資料は、会津盆地では、すでに先史時代から人類活動がきわめて盛んであったことを明らかにしているが、そのために森林が破壊され、ススキ草原が成立して黒ボク土の生成が促進されたのであろう。

会津盆地の黒ボク土の分布を図1の土壌図で見ると、盆地中央部の低所には見られず、周辺部の高所の方にかたよって分布していることがわかる。これを標高との関係で見ると、そのまとまった分布の下限は、おおそ標高200mであ

る。このことは、沼沢火山灰が降下した当時は、これより低い標高の場所は、湖沼であったために降下火山灰が十分に堆積しなかったか、あるいは湖沼によって降下火山灰が失われたこと、さらにはまた風化生成した黒ボク土も、その後の河川作用によって失われたこと、などが考えられる。

盆地床の堆積面をみると、あとで述べるように、盆地南部の大川や鶴沼川の流域では、たとえ黒ボク土が生成したとしても、河川的作用が激しいために、流失ないし埋没したものと推測される。しかし河川的作用が弱かった盆地中央部の塩川町の西北（天沼一帯）では、写真2にみられるように、細粒質の水田土壌中に、沼沢火山灰層が包含されている。

この地帯は標高約180mで、平坦であり、後述する堆積面の区分では中位面 となっている。この写真でみられる水田土壌は、細粒質灰色低地土灰褐色系（高堂太統）と分類されている。土壌断面を調べると、0～12cmが作土で、12～50cm間にマンガン集積層と鉄の集積層がみられる。60～95cmは、再堆積したとみられるしまりの悪い火山灰層となっている。その下に、下底に数mmの軽石を含む約10cmの緻密な火山灰層がみられる。この緻密な火山灰層は、この辺一帯にみられるもので、ほとんど風化が進んでおらず、火山ガラスを主体とし、重鉱物部分に角閃石をよくふくんでいる。こうした特徴から、この火山灰層は、先に述べた沼沢火山灰であることが容易に確認される。そして火山灰層の上下は、いずれも細粒の強粘質土壌なのである。

このような事実から、筆者らは、この一帯では、沼沢火山灰は湖沼に降下堆積し、その後も湖沼状態がある期間続いたために、火山灰層は、細粒の湖成堆積物でサンドウィッチされたとみている。会津盆地の黒ボク土の分布下限が標高約200mとなっているのは、この湖沼の汀線が、おおそこの標高まで及んでいたことを示しているであろう。なお標高200m以下の場所にも一部黒ボク土が点在しているのは、高い場所から移動再堆積したものと考えられる。

遺跡と黒ボク土との分布関係

土壌学と考古学は、今日、密接な関係にある学問分野となっている。考古学は、土壌生成要因の1つである人為について、貴重な情報を土壌学に提供する。この情報は、土壌の生い立ちを

解明するために役立つことが多く、とくに黒ボク土のような人為土壌 (man-induced soil) では、考古学の提供する過去の人類活動に関する情報はその成因解明に貴重である。

会津盆地は、旧石器時代からの遺跡が数多く存在しており、人類活動の盛んな場所であったことが知られているが、このような遺跡を時代との関係で整理した周東一也 (1977) は、縄文前期から縄文中期初頭までの間に沼沢火山が噴火して只見川をせき止め、縄文中期のほぼ全期間にわたって、金山付近を一大湖化したとしている。一方、火山の噴出物は、只見川を流下して阿賀川に入り、西会津下流の銚子ノ口あたりで一時的ダムを形成し、塩坪遺跡を水面下におくような湖沼を形成したとしている。この湖沼 (沼湿地) は、遺跡の分布から、会津盆地の標高180~200mの地域を湖沼と化したか、縄文中期初頭にはすでに消失したとしている。

ここで周東の述べている沼沢火山の噴火とは、これまで何度も述べた約5,000年前の沼沢火山灰を噴出したときの火砕流である。そして彼のいう湖沼の汀線は、筆者らの述べている黒ボク土の分布下限と一致し、筆者らの結論の重要な裏付けとなっている。

盆地床の堆積物と土壌生成

土壌は、地層の最上部に発達する。会津盆地のように、盆地床の堆積面が明らかで、かつ構成物がそれぞれ特徴的な場合には、地形と土壌との関係から土壌生成の全体像を把握しやすい。会津盆地の堆積面の細分化は、平井光徹 (1969) の調査結果を利用することとした。図2にみられるように、堆積面は、高位面、中位面、中位面、低位面 (徴高地)、低位面 (氾濫原) に細分されている。この図より、会津盆地の北部から中部と、中部から南部とでは、堆積面が対照的であることがよくわかる。前者は、中位面が圧制的に広いのに対して、後者は、大川と鶴沼川の新时期の活動による低位面が広く発達している。実は、このような堆積面の特徴が、会津盆地の土壌生成や土壌の性質に大きく関係している。以下、図1の土壌図、図2の地形区分図、図3の代表土壌の形態学的特徴によって、地形面と土壌生成の関係をみることにする。

高位面の土壌

会津盆地の高位面 (H) は、山麓緩斜面とほぼ同じ高度である。その分布は、盆地の北部と南

西部のみに限られ、面積は僅かである。北部では、この面は、いろいろの構成物より成っており、一部は赤色土化し、一部は褐色森林土となっている。南西部では、上部に火山灰層が累積し、図3に示されているような表層腐植質黒ボク土 (大登統) となっている。

中位面の土壌

中位面 (M) は、中位面 (m) に比べるとその分布がかなり狭い。沼沢火山灰は中位面上に存在することから、中位面のいずれの場所でも、黒ボク土化しているはずである。しかし実際は、土壌図にみられるように、黒ボク土は、一部の場所にしか存在しない。以下、中位面の堆積物の特徴と土壌生成の関係についてみることにしよう。

会津盆地の北部では、粘質な母材より、細粒質灰色低地土灰褐色系 (江添統) や灰色系 (米岡統) が生成している。図3の代表土壌断面図に示されているように、これらの土壌は、上部に多少とも火山灰をふくむため、腐植にとむ表層腐植層をもっている。これらの土壌が、黒ボク土化していない理由は、表土の損失あるいは長い間の耕作による有機物の減耗などが考えられる。盆地の北西部の中位面では、北部と同じような母材から発達している細粒質灰色低地土灰褐色系 (江添統)、あるいは礫質の下層をもつ礫質灰色低地土灰褐色系 (中田付統) がみられる。ここでも、表層は腐植にとむ土壌となっている。盆地の東部 (会津若松市中心) には、中位面は、比較的幅広くみられる。ここでは、表層火山灰で下層礫層からできた表層腐植質多湿黒ボク土 (堰沢統)、細粒の堆積から生成した細粒質褐色低地土 (広田統・柳原統)、細粒灰色低地土灰色系 (永井野統) などがみられる。

盆地の南西部 (会津坂下町から会津高田町) では、中位面の傾斜が比較的ゆるやかである。そのためこの地形面上部の火山灰は、比較的よく保存され、これより表層腐植質黒ボク土 (大登統) が発達している。

中位面の土壌

中位面の土壌は、喜多方以北の盆地北部と、会津高田町を中心とした盆地南西部、さらにそれら以外の盆地の北部から南東部にかけて広く分布するもので、その性質がかなり異なっている。

盆地北部の中位面は、勾配がやや大きいため、砂礫質ないし壤質の堆積面が多くなる。そのた

め礫質褐色低地土 (赤崎統、沢口統、蟹川統) や礫質灰色低地土灰褐色系 (門田統) が発達している。これらの土壌は、腐植質表層をほとんどもっていない。これは長い間に、黒ボク質表層が失われたためとみられる。

盆地南西部の中位面は、扇状地の粗粒な堆積物を母材とする礫質灰色低地土灰色系 (関本統) の分布が目立つ。その他、細粒質な堆積物に由来する細粒質灰色低地土 (高堂太統、四奈川統、新庄統、永井野統)、有機物にとむ泥炭土 (荒久田統) などが分布する。

喜多方以南に広く分布する中位面は、勾配がゆるやかで粘質で下層に礫層をもたない堆積物が広く分布している。このような母材から生成した細粒質灰色低地土灰褐色系 (高堂太統、四奈川統) は、この地形面の特徴的な水田土壌であり、また会津盆地の代表的な水田土壌の1つである (写真2参照)。なお沼沢火山灰が見出された天沼の土壌も同じ土壌統であるが、上記の粘質な堆積物がすべて湖成堆積物であるかどうかは、確認されていない。その他、さほど粘質でない灰色低地土 (今和泉統、中田付統)、黒泥土 (荒久田統)、グライ土 (島統) がみられる。

低位面の土壌

盆地の北半分と南半分とでは、同じ低位面でもその性質が著しく異なり、したがって、土壌の分布・特徴もはっきりとちがっている。

盆地の北半分には、濁川、押切川、田付川、大塩川、姥堂川、日橋川などが流れているが、これらの河川によって形成された低位面は、狭く、かつ主として氾濫原よりなる。その河川の堆積物は、細粒質から礫質まで多様であるので、発達している土壌は、細粒質灰色低地土灰褐色系 (今和泉統)、礫質褐色低地土 (沢口統)、礫質灰色低地土灰色系 (中田付統)、礫質灰色低地土灰褐色系 (関本統、小松統) などがみられる。盆地の南半分の低位面は、歴史時代に入っても、何度も大洪水をもたらした大川と鶴沼川によって広く形成されている。大川の低位面は、低位面 (L) に細分される砂礫堆よりなる徴高地が広い。それらは紡錘状ないし、その複合形をなしているのが特徴である。これに対して鶴沼川の地形面は、低位面 () と細分される氾濫原の分布割合が大きい。

大川流域の堆積面は、上流より会津若松市付近までは、粗粒であり、多くの場合表層が壤質な

図1 - 会津盆地の土壌

福島県会津盆地北部地域と同南部地域の「水田および畑地土壌生産性分級図」(1972年 福島県農業試験場発行)より作製

- 黒泥土・グライ土 (A)
- 黒ボク土 (B)
- 灰色低地土 (黒色の腐植層をもつ) (C)
- 灰色低地土 (下層に砂礫多し) (D)
- 灰色低地土 (粘質) (E)
- 灰色低地土 (強粘質) (F)
- 褐色低地土および黄色土 (G)
- 褐色森林土 (H)

<A-Hの記号は図3参照>

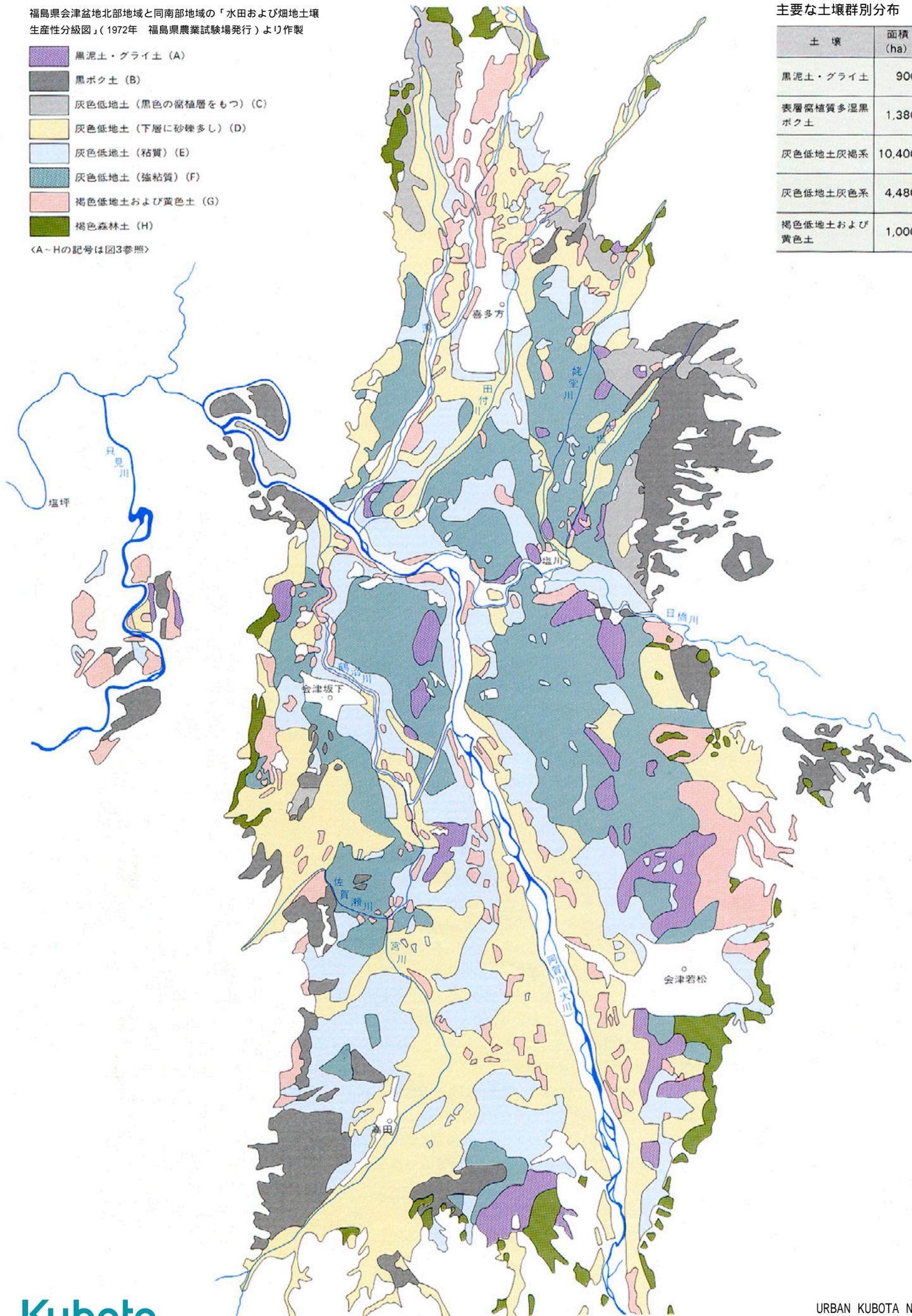


表1 - 会津盆地の水田土壌の主要な土壌群別分布

土 壤	面積 (ha)	割合 (%)
黒泥土・グライ土	900	5.0
表層腐植質多湿黒ボク土	1,380	7.6
灰色低地土灰褐色	10,400	57.3
灰色低地土灰色系	4,480	24.7
褐色低地土および黄色土	1,000	5.5

図2 - 会津盆地地形分類図

<平山光衛による，1969年東北農政局計画部発行>

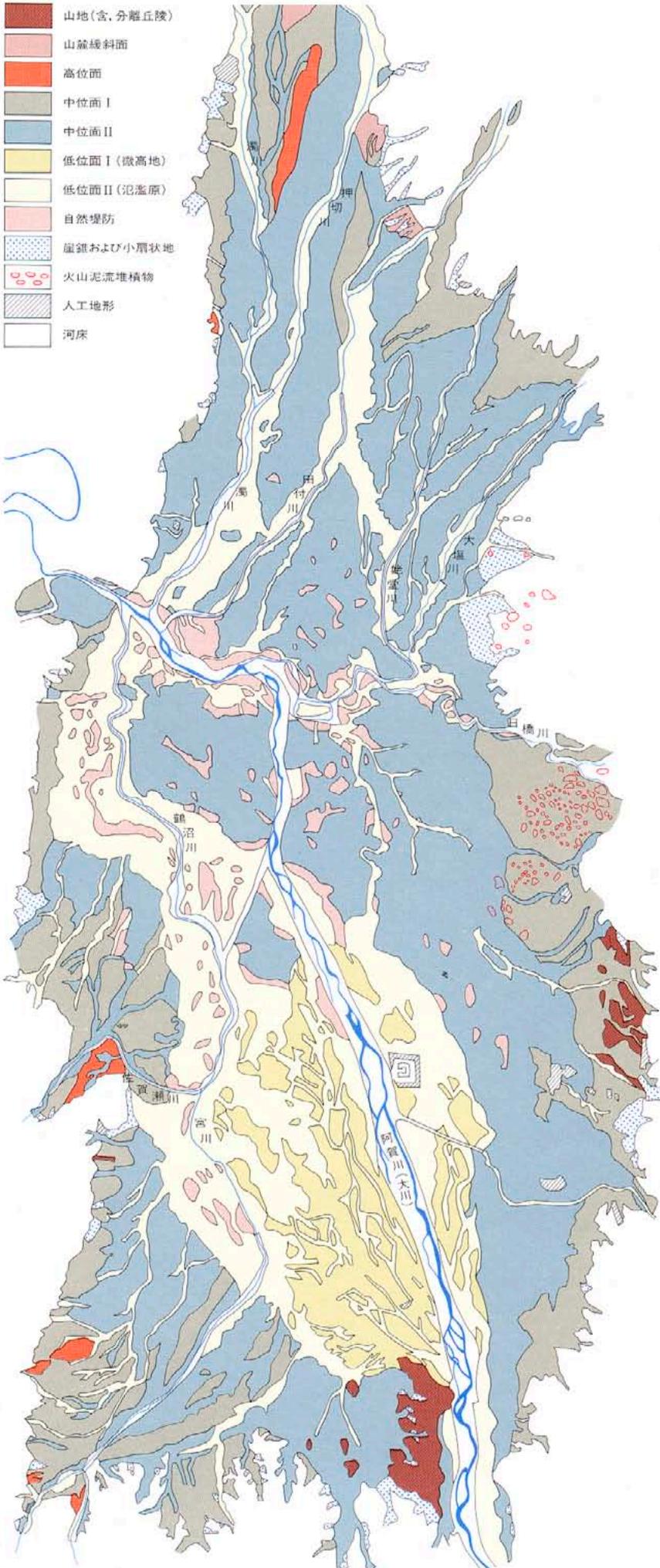


写真1
表層腐植質多湿黒ボク土
地表から46cmまでが火山灰に由来する腐植層。それ以下が軽石で、いずれも約5,000年前の沼沢火山の噴出物である。



写真2
細粒灰色低地上
地表から60cmまでが細粒の湖沼堆積物。60-95cmは沼沢火山灰の再堆積層。95cm以下は基底部に軽石層をもつ緻密な沼沢降下火山灰層。



写真3
礫質灰色低地上
50cm以下の下層が礫層となっているため透水性がよく、作土の鉄・マンガンが約30cm以下の部分に溶脱・集積している典型的な老朽化水田。

謝辞
 本稿の作製にあたって、貴重な資料ならびに写真を提供して下さった、福島県農業試験場の菅野義忠科長並び菅野忠教氏に対して、厚く御礼申し上げます。

いし粘質、次表層ないし下層が礫質となっている。そのため溶脱作用が強く、礫質灰色低地土灰色系（関本統、小松統）が発達している。写真3にみられるように、これらの土壌は、いわゆる老朽化水田になり易い。それより下流になると、堆積物は徐々に中粒となり、場所によって下層になお礫層を有する。このような堆積物から、礫質灰色低地土灰褐色系（門田統）や細粒灰色低地土灰褐色系（今和泉統、新庄統）が発達している。鶴沼川流域の沖積土壌は、大川流域のそれとよく似ており、扇状地性堆積物に由来し、老朽化し易い水田土壌の特徴をよく示している。このような水田土壌は、会津盆地のもう1つの代表的な水田土壌である。

会津盆地全体の水田土壌の特徴
 表1には、会津盆地全体の水田土壌を、土壌統群別にまとめられている。これを東北地方全体の平均値と比較すると、次のような特徴が明らかとなる。
 東北地方には、排水の悪い水田土壌が予想以上に多く、全体の48%にも達する。これに対して、会津では実にその1/10と少なく、乾田が圧倒的

に多いことが分る。次に東北地方全体では、灰色低地土は、28%であるのに対して、会津では、80%にも達し、その大部分が灰褐色系である。また、東北地方の水田土壌には、有機質土壌（泥炭土と黒泥土）は、13%もあるのに対して、会津盆地では、ほんの僅かである。
 会津盆地は、稲作気象に恵まれているために、日本のなかでは、水稻の高収量地帯に属する。しかしながら、この水稻の高収量を維持するために重要な土壌の性質をみると、会津盆地の水田土壌は、決して優れているわけではない。たとえば、水稻の生育収量をもっと大きく支配する窒素の天然供給源である土壌窒素、保肥力を左右する土壌の陽イオン交換容量・水稻の根ぐされ防止に不可欠な土壌の遊離鉄などは、いずれも東北地方の水田土壌のなかでは、多い方ではない。
 会津農書
 すでに徳川時代から高い水稻収量をあげてきた会津盆地では、水田の地力維持 土壌生産力の維持は、土壌の性質から見て大きな問題であった筈である。このことは、徳川初期に佐瀬与次

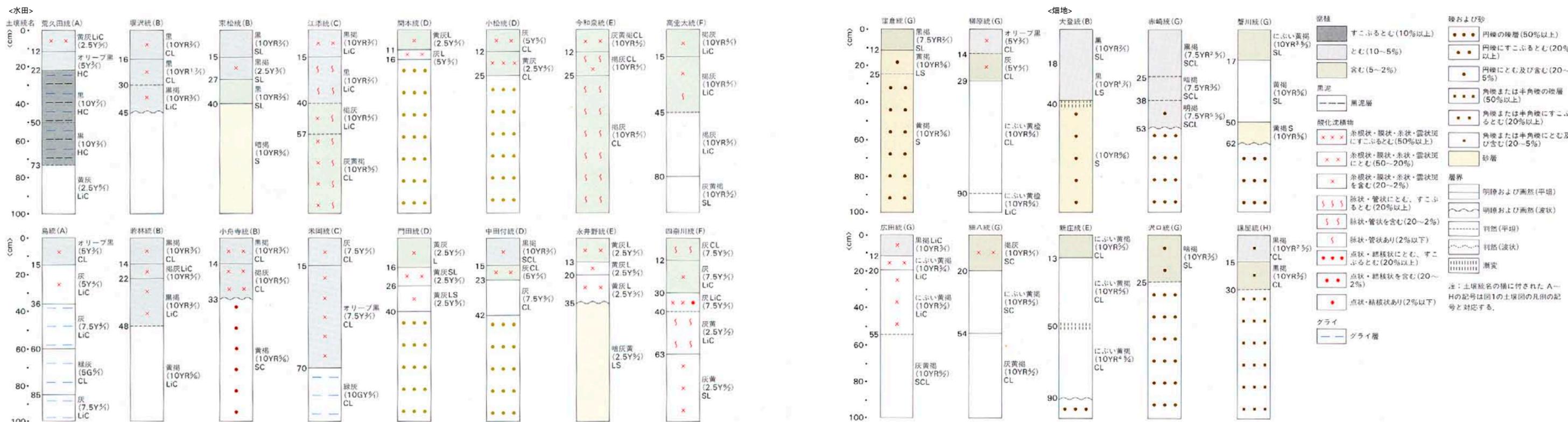
右衛門によって書かれた会津農書から容易にうかがうことができる。ちなみに、会津農書のなかで、水田土壌は、どのように命名・分類され、かつ等級区分されていたか、またどのような方法で地力が維持されていたかについてみよう。会津農書のなかでは、水田土壌に次のような名前がつけられ、分類され、等級区分がなされていた（カッコ内は等級）。
 黄真土（上の上）、黒真土（上の中）、白真土（上の下）、沙真土（中の上）、野真土（中の中）、徒真土（中の下）、沙土（下の上）、野土（下の下）。
 これより、土壌名は主として、土壌の色、土性（土壌の粒度）、母材（とくに火山灰由来）などに基いていることが分る。これらの土壌と先に述べた現在の会津の土壌統を照合した場合の例をあげてみよう。
 黄真土（上の上）...高堂大統
 黒真土（上の中）...江添統
 白真土（上の下）...門田統
 沙真土（中の上）...関本統
 野土（下の下）...若林統

今これらの土壌の基本的な性質を検討すれば、カッコ内に示されている等級区分が、おおよそ妥当であるとみられるのである。
 ところで、今日のように化学肥料や土壌改良資材のなかった徳川時代に、会津盆地の高い水稻収量を維持するために、どのような方法がとられていたのだろうか。
 有機物施用 客土 深耕 排水は、今日の地力作りの基本となる4本柱である。今この地力作りの方法について、会津農書では、どのように記述されているかを、とくに有機物施用と客土に限ってとりあげてみよう。
 会津農書で、有機質資材として、施用がすすめられているものには、下尿、刈敷、青刈敷、エゴマのかす、焼酎かす、タバコの茎、イモがらの類、芝原のけづり草、馬屋の糞などがある。これらを見ると、当時は水田土壌の生産力を維持するために、いかに可能な限りの有機物が集められ、水田に施用されていたかが明らかであろう。今日でも、有機物施用は、地力維持の基本である。
 次に土壌を若返らせ、生産力を高めるために

有効な客土についてみよう。会津農書を見ると、冬水という今日の農学書にみられない言葉がある。実はこの冬水は、今日の流水客土に相当するものである。
 冬水とは、秋から春までに、河川をせき止めし、大雨のときに増水した濁水を水田に引き込み、懸濁成分を客土することである。これは今日のトラックなどの大型機械による客土法と比べると、大へん省エネルギー的で、合理的な方法であった。
 ところで、佐瀬与次右衛門は、かんがい水について、誠に興味深いことを述べている。たとえば、「清水は、はかり目軽く冷えてやせ、濁水は、温にして肥る」と記述し、6月頃の大川の水は、清水で、1升の重さが500匁で、等級は下位、これに対して鶴沼川の水は、濁水で、1升の重さが515匁で、上位としているのである。彼は、水稻の生育収量にとっては、かんがい水の温度だけでなく、その懸濁成分も重要であることを指摘していることは、注目に値する。
 会津盆地の水田土壌の粘土鉱物組成を調べ、これと水稻の生育収量の関係を検討して、筆者ら

は、佐瀬与次右衛門の述べている濁水の重要性が理解できたように思っている。
 たとえば、会津盆地の北部を流れている濁川の沖積土壌は、そのとなりの押切川の沖積土壌よりも、また盆地の南部を流れている佐賀瀬川の沖積土壌は、この川と支流関係にある宮川の沖積土壌よりも、生産力が高い。その理由の1つとして、高い生産力を示す沖積土壌の方には、保肥力の大きい粘土鉱物であるスメクタイトが多く含まれていることがあげられる。そしてこのようなスメクタイトは、会津農書に書かれている濁水成分として、長い年月をかけて、河川によって上流から運ばれ、沖積土壌の重要な成分となっている。このように河成沖積土壌の場合には、上流の地質・母岩がその流域の土壌の生産力と密接に関係している。
 今をさる300年以上も昔、会津盆地で書かれた会津農書は、狭い我が国土の利用にあたって、ともすれば忘れ、あるいは軽視し勝ちな、自然についての広くかつ深い理解と洞察の大事さをあらためて感じさせる。

図3 - 会津盆地の代表土壌柱状図



3 猪苗代湖をめぐるって 水質を中心に

猪苗代湖の底質

鈴木敬治 = 福島大学教育部教授

湖水と流入河川の水質

千葉 茂 = 福島大学教育学部教授

猪苗代平野の地下水とその水質

中馬教允 = 福島大学教育学部助教授

千葉 茂 = 福島大学教育学部教授

酸性水の起源と成因

小山 侃 = 福島大学名誉教授

猪苗代湖の底質

猪苗代湖周辺の地形と地質

鈴木 最初に、猪苗代湖と周辺地域の地形と地質について、ごく簡単にお話しいたします。

猪苗代湖は、その水面の高度が514m、面積は約100km²で、わが国で4番目の大きさをもつ湖です。湖の東側には、川桁山塊というかなり高い山地がありますが、これは先第三系の基盤岩とグリーンタフの地層でできています。その湖側の斜面は、いわゆる川桁断層崖につながる直線的な急斜面で堆積物はほとんどなく、わずかにあるのは、崖錐性あるいは扇状地性の堆積物だけです。ただ1カ所、上戸というところだけが新しい堆積物のある少し入り組んだ谷になっています。

湖の南側は、低い山地と谷とが南北方向に配列します。山の方は、グリーンタフおよび更新世前期に堆積した背^せ中^{ちゆう}炙^{あぶり}山^{やま}層という火山性の噴出物からなり、谷の方は、湖とかなり深い関係を有する堆積物が充てんしています。また、谷の奥の山麓部には、多少段丘が発達しております。こうした地形のため、湖岸線もまた割合に屈曲しています。

湖の西側も、南側と大体同じような状況で、グリーンタフと背^せ中^{ちゆう}炙^{あぶり}山^{やま}層で構成されていますが、ただ、西側の方は少し低い丘陵性の山地になっています。そしてただ1カ所、原川の河口に小さな平地が発達していますが、それ以外は屈曲した湖岸線が続きます。

それから、北西側になりますと、ここには、翁島火山泥流丘陵と呼ばれるちょっとした丘陵があります。これは、グリーンタフの地層を基盤として、それを広く火山泥流堆積物(翁島火山泥流と頭^{あたま}無^む火山泥流の2つの堆積物)が覆っているのですが、ちょうどこのところを日橋川が深い峡谷をつくって流れ、猪苗代湖の湖水が流出しているわけです。その流出する場所は、湖岸線の屈曲も著しく、同時に湾入しているような地形をつくります。

猪苗代湖の北側は、猪苗代盆地の中でも最も広い平地をつくっており、ここでは少なくとも数10m以上の厚さの陸水成層からなる第四紀層が発達しています。これらの地層は、猪苗代湖ができてから後の地層で、湖の消長と非常に深い関係をもっています。この北側の湖岸線は、大体東西に延びる単調な湖岸線をつくっています

が、その東部では長瀬川のデルタが発達して、湖岸線をぐんと前進させています。そして、この平野の背後には、磐梯火山の火山噴出物が広く厚く分布しています。以上が猪苗代湖周辺の地形・地質の概要です。

湖底の地形と底質

次に、猪苗代湖の湖底の地形と底質ですが、その概略を示したのが図1・1です。図中のマル印は、私どもが、1980~1981年にかけて4回にわたって湖底の堆積物を調べたときの調査地点で、この調査によって、いろいろな特徴がわかってきました。まず湖の東部ですが、ここの湖底は直線上の急斜面を呈してして、この斜面は、湖中央の一番深いところに急激に落ち込んでいきます。そして湖岸域には、角礫や粗粒砂などがいくらか堆積する。そういう特徴を示します。湖の南部の湖底になりますと、東部とは大分違って、ここにみられるのは、丘陵と谷の組み合わせのような地形です。特にその中央部では、こうした特徴がよくあらわれていて、堆積物のほとんどない丘陵部と砂質堆積物をためこんだ谷部という形になっています。ただ、舟津川の前面の湖底には、淘汰の進んだ細粒砂の堆積物が発達しています。

湖の西部の湖底も、南部と大体同じように、丘陵と谷のような地形が見られます。この溺れ谷を示す地形は、おおよそ水深60mぐらまでは追跡できます。特に原川の前面の南側と北側の湖底にこうした地形がよく発達しております。湖の北部になると、状況が大分違ってきまして、-20mぐらいのところまでは遠浅のような浅い湖棚がよく発達しています。ここには主として砂礫層が分布していますが、場所によっては、砂と泥があります。表層の20cm程度の砂礫層は、水流によって移動しているようでありますが、その下の泥や砂は割合に固まっていて、そうした動きがみられません。そして湖棚の前面は、急に深くなるという状態を示します。また、日橋川に出る湖の出口付近の湖底は比較的浅く、湾入部がつくられていますが、ここには砂質シルトの堆積物がつもり、その下位には火山泥流が分布しています。

湖の中央部は、最大水深94mのすりばち状の凹みの地形をつくっています。そして水深40~50mよりも深い中央部の全域には、泥質の堆積物が広く分布している。以上のような特徴が見られるわけです。

泥質堆積物の特徴

さて、図の調査地点には、赤丸で11、10、6、青丸で4という数字を付してあるところがありますが、実はこの4点の試料について泥質堆積物の特徴を調べ、珪藻（遺骸）群集や花粉の分析を行ってみました。試料は、ピストンコアでとった長さ30～40mほどのものです。そうしますと、これらのコアはいずれも水分が非常に多くて、フワフワした泥からなっているのですが、特徴的なこととしては、灰色の部分と黒色の部分が非常に細かい縞状層理をつくっているということです。そういう泥の採取の過程で、湖底表層の水とまじった泥の部分のpHをはかると、6～8というような値を示します。そして泥は、いずれも硫化水素臭を発している。特に黒色部の部分にこの傾向が強くあらわれていたようでありませう。

泥質堆積物中の珪藻群集

約1,400年前以降の湖水の水質変化
採取した底質コアの珪藻分析は、宇都宮大学の阿久津純教授にさせていただきました。そうしますと、青丸の4と赤丸の11、この両地点の珪藻分析は図1・2のようになります。この図は、浮遊性の珪藻と底生および付着性の珪藻の遺骸の数の割合が、深度によってどう変化していくかをみたものです。図1・2の左が青丸の4の地点、図1・2の右が赤丸の11の地点のもので、このうち、特に浮遊性の珪藻については、その主な種類だけを取り出して図中に示してあります。

そうしますと、*Melosira distans*の含有量が、浅い方と深い方で非常に違いがあること、また、*Melosira italica*の含有量は、これとは全く逆の変化を示していることがわかります。これは、2つの図とも同じ傾向を示しております。これがどういう意味を持つかということですが、非常に細かいいろいろな問題はありますが、*Melosira distans*が多量に生息するような環境はどちらかというとな酸性水、*Melosira italica*が多い環境はどちらかというとな中性水であるといわれているわけです。それでこの2つの種類が交代するような関係があらわれてくる深さを目印にして、図1・2の左図の場合は、
というようにゾーニングすることができます。図1・2の右図の方は、もう少し深くまでサンプリングがとれていて、この場合には、～までゾーニングできます。このゾーニングは、

図1・1 - 猪苗代湖底の地形と底質

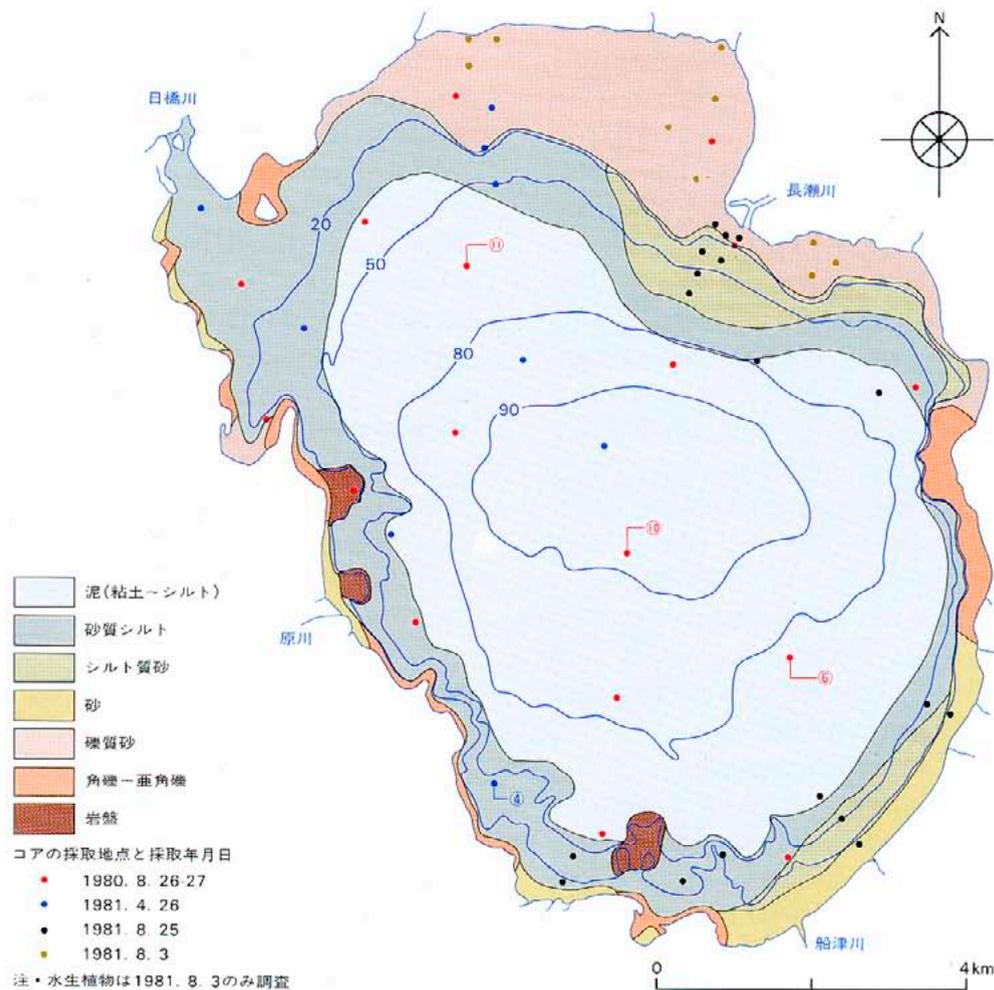
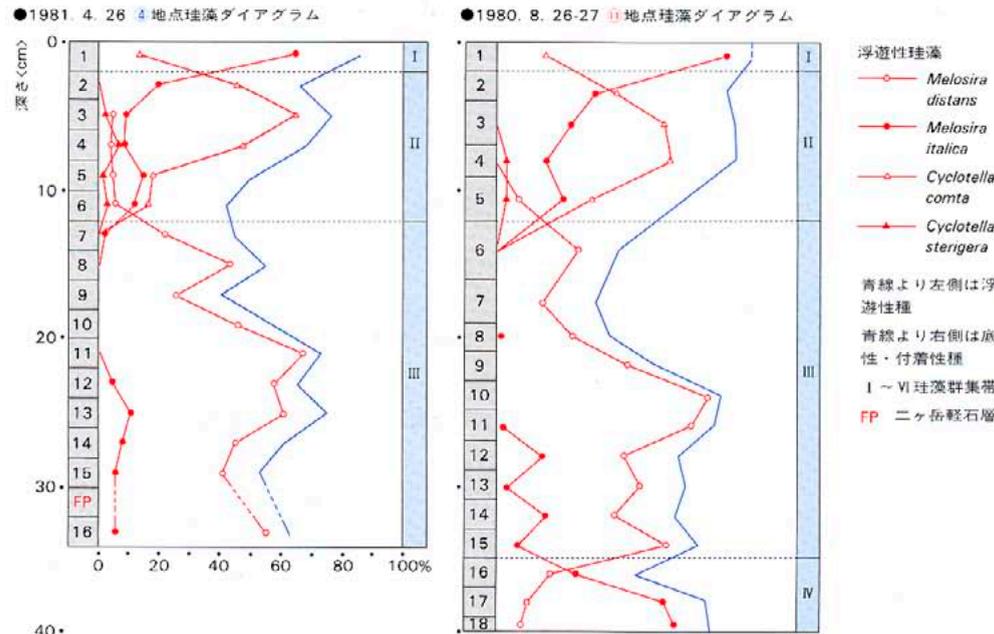


図1・2 - 湖底堆積層の珪藻群集帯



*Melosira italica*がかなり多く、これは中性に近い環境です。それが のゾーンになると酸性化の傾向が強くなり、 のゾーンで少し弱まり、

のゾーンではかなり中性化が進んでいる。そういった変化を読み取ることができます。

もう一つ、この図で注目されることは、図1・2の右図の深さの欄をみますと、30~32cmのところには、F Pという記号が示されています。これは群馬県の二ヶ岳火山が噴火したときに飛んできた軽石層です。二ヶ岳軽石層が降下した時期は7世紀の前半ぐらいと考えられていますから、おおよそこの辺が1,300年前であると考えられます。したがって、おおよそのところを言いますと、この図の深さのコラムで、1番から16番までの間は、1,400年間ぐらいの変化をあらわしているというように見ることができると思います。ですから、泥の堆積速度が一定としますと、 と のゾーンの境は100年ちょっと前ぐらい、 と のゾーンの境が、おおよそ500年ぐらい前というように考えられます。泥質堆積物中の花粉群集

約1,400年前以降の植生変化

それから、底質コアの花粉分析は、斎藤報恩会の竹内貞子博士にさせていただきました。図1・3は、赤丸の6と10の地点から採取したコアの柱状について、花粉分析の結果を示したものです。これは分析した4カ所とも大体同じような

傾向を示しているのです、2つだけ図化してみました。

猪苗代湖の湖底の泥の中には、一般的な特徴として、非常に豊富な花粉が含まれており、樹木花粉だけで、どの試料からも優に200個以上の花粉が見られます。これを一つ一つ分析して、たくさんの種類が同定されているわけですが、図には、目ぼしいものとして4つの植物のタクサを取り上げました。マツ属、スギ属、ブナ属、ナラ属です。そして、これらの植物の割合が、どうい変化を示すかをみたわけです。そうしますと、まず1つ大きな変化は、ちょうど5番と6番の間にあらわれ、この時期からマツの花粉の粒子が急激に増え出し始めていることがわかります。それが1つです。

もう一つの変化は、10番と11番のあたりにあらわれてくる変化で、このあたりから、スギが減ってきます。そして草本の花粉とか孢子類のパーセントが、この間を境にして急に増え出します。この草本の花粉はほとんどイネ科のもので、これがかなり多量に増え出してくる。そういう変化がみられるわけです。

この2つの変化が特に著しいので、図にみられるように、上からA、B、Cという3つのゾーンに分帯することができます。そしてCのゾーンからBのゾーンに移るときには、自然植生の環境からある程度人為的な植生が加わった環境

に変わったことを意味していると考えられます。これは恐らく、農耕の影響があらわれているからでありましょう。その時期は、さきの図でみたことから推定すると、約900年前ということになります。それから、BのゾーンからAのゾーンに変わるときは、マツが急激に増えているわけですから、これはなにも猪苗代湖周辺だけではなくて、よその地域でもたくさんみられる現象です。これはまさに人為的な植生の転換です。この時期は約500年程前ということになります。なお、珪藻の分析結果と花粉分析の結果を統合してみたのが図1・4です。この図では、4つの試料をすべて表示し、右端の ~ では珪藻群集帯、A~Cは花粉群集帯です。

そうしますと、花粉群集と珪藻群集のそれぞれの時代的な変遷の時期は、必ずしも一致しておりません。しかし、珪藻に見られる 帯から帯にかけての湖水の性質の変化、すなわち500年前ごろに、酸性だったものがだんだん中性化し始めることには、これより少しおくれますが、花粉の方でもB帯からA帯への変化がみられる。そういうような状況をこの図から読むことができると思います。

調査期間が短かったために、現在の段階でお話しできることは、大体以上のようなこととなります。泥質堆積物の成分的分析や中央部の深いところの問題など、まだいろいろと調べなけ

図1・3 - 湖底堆積層の花粉ダイアグラム

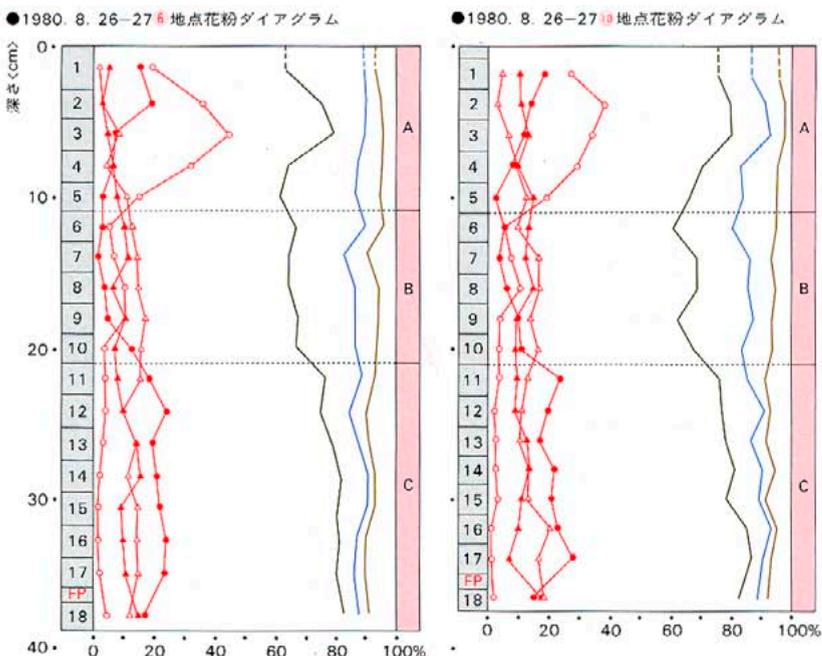
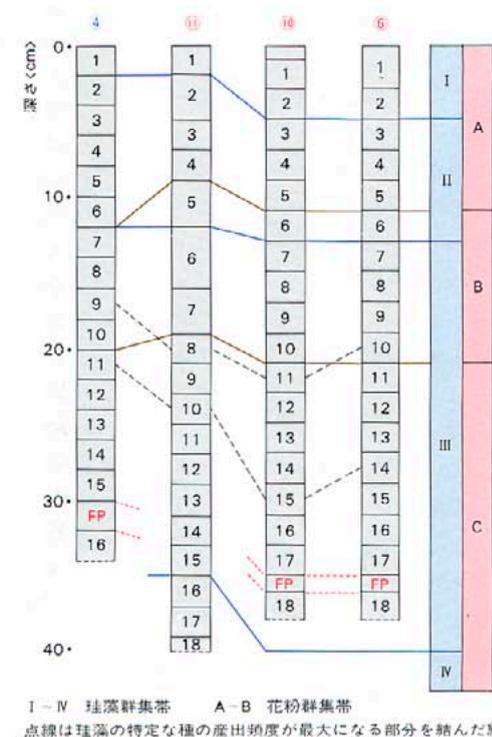


図1・4 - 湖底堆積層の珪藻群集帯と花粉群集帯



ればならないことがたくさんあるのですが、それはまた後日に期したいと思っております。

珪藻をめぐって

編集 珪藻によってその環境が酸性水であるか、中性水であるかわかるということですが、それはどの程度の……

鈴木 珪藻の種と、中性・酸性の湖水との間に、一応対応関係があるということで、あくまでも相対的な意味です。どちらかといえば酸性、どちらかといえば中性という程度の内容です。数量的にpHがどの程度かというような、そんなところまではとてもわかりません。

編集 猪苗代湖には魚は少ないと聞いていますが、珪藻の場合にはどうなんですか。

鈴木 琵琶湖の湖底の堆積物に比べると、猪苗代湖の珪藻の含有量は一けた小さいということです。実は、現在の湖の中にいる珪藻も調べようと思って何回か採集を試みたんですけども、一向にひっかかってこなくて、失敗したことがあるんです。これは、時期によっても違うらしいんです。ある時期にだけ繁殖して、ある時期になるといなくなるというようなこともあるらしいのですが、とにかく大変に少ないことは事実です。

編集 泥層のところのpHはどんな具合になっているんですか。

鈴木 泥層をピストンコアでとったときに、底の方の水とその泥が混じった水が上がってくる場合には、pHで7前後ぐらいに出てくるんです。ところが、泥を含まずに普通の湖の底層に近い水だけで測定すると、pHは5ぐらいで、上の方の水のpHとほとんど変わらない。そういう違いが明瞭に出てきます。しかも、その泥からは硫化水素臭は発するし、それで、今後の課題の一つとして泥の化学分析が残されていると思われま。

湖水と流入河川の水質

猪苗代湖の水質

大型の酸栄養湖 主要成分の特徴

千葉 猪苗代湖は、その貯水量は約54億トン、毎年約10億トンの水が長瀬川、舟津川をはじめ周辺の河川から流入し、日橋川、安積疏水を通して流出していきます。滞留時間は約5.4年といわれています。

この湖の水質については、先ほどの鈴木先生のお話にありました底質の調査などと一緒に、1979年～81年にかけて全部で5回ほど調べてあります。表2・1は、そのとき得られた湖心の表層の水の分析結果です。この表には、参考のために日本の幾つかの淡水湖のデータも載せてあります。そのデータを見ますと、水温を別とすれば、pHをはじめ溶けているいろんな成分の濃度は、季節によって変わるということもなく、大体一定しております。そして陽イオンでは、カルシウムイオンが最も多く、次にナトリウム、マグネシウム、カリウムという順序になっています。この順序と濃度は、日本のほかの淡水湖と余り違いありません。

ところが陰イオンについては、ほかの淡水湖とは大変に違ってあります。硫酸イオンが異常に多くて、次に多いのが塩化物イオン、そして、普通の湖ですと一番多くなるはずの炭酸水素イオンが猪苗代湖では非常に低い、こういう異常さがみられるわけで、このことは、pHが5前後であるということも含めて、この湖が酸栄養

湖に分類される根拠になっています。

こういった特殊な水質は、例えば、火山の噴火口に水がたまってできる小さな火口湖ではよくみられますが、猪苗代湖のような大きな湖では大変珍しく、理科年表に出ているデータをみますと、このような大型の酸栄養湖は、猪苗代湖と北海道の屈斜路湖の2つだけのようです。湖の北にある磐梯山とか安達太良山などの火山からは酸性の水がわき出てきますから、それが原因になってこうした特殊な水質にしているわけです。

溶存成分は均一に分布する

図2・1は、湖の中央部を南北に走る4つの採水点で、これらの成分がどのように変わるかを調べた結果ですが、図にみるように、場所によってそれぞれの成分濃度が変わるということとはほとんどありません。これは採水位置が東や西の方にずれてもそうは変わりません。では、深さによってはどう変わるか。それをみたのが図2・2です。場所は湖心で、図2・1の3番のポイントあたりになります。ここでは実際の深さは90m以上ありますが、測定は70mまで行ったわけです。そうしますと、温度だけは10～30mぐらいの間で大きく変化して、いわゆる温度成層という状態になっていますが、溶存成分の濃度については、これも、深さによって変わるということがないわけです。

このように猪苗代湖は、岸の近くの特異な部分を除きますと、ほとんど全体が一樣な濃度になっている。ですから、何らかの形で水がよく混

表2・1 - 猪苗代湖及びいくつかの淡水湖の水質

分析者	猪苗代湖(湖心)					諏訪湖		田沢湖		野尻湖		琵琶湖	
	千葉					吉村	吉村	吉村	吉村	吉村	吉村	小林	
分析年	1979.10	1980.8	1980.10	1981.4	1981.8	1930	1931	1931	1931	1931	1931	1955	
気温 °C	23.0	17.0											
水温 °C	19.0	21.4	18.1	4.3	19.8								
pH	4.91	5.13	5.02	5.11	4.89	5.3	8.2	6.5	7.0	7.1	7.4		
Na mg·l ⁻¹		6.5	6.2	7.1	6.7		9.1	5.2	6.3	4.7	5.1		
K "		1.3	1.3	1.7	1.7				0.5		0.8		
Ca "	9.0	9.4	9.3	9.3	8.7	8.5	10.7	2.5	7.6	9.4	8.5		
Mg "	2.8	2.4	2.4	2.4	2.3		0.2	0.2	1.6	0.8	2.7		
Fe(T) "	0.03	0.04	0.07	0.06	0.09	1.6			0.02		0.0		
Mn "	0.11	0.13	0.13	0.12	0.11								
Al "	0.74	0.52	0.65	0.69	0.46								
F "		0.16	0.17	0.18	0.16								
Cl "	10.4	9.5	10.0	10.0	9.7	8.0	6.0	6.9	10.0	6.9	3.8		
SO ₄ "	36.9	35.5	37.2	37.2	34.8	32	14.5	0.3	0.8	0.3	3.3		
HCO ₃ "	2.0	0.3	0.5	0.7	0.3						15.4		
SiO ₂ "	16.4	16.5	16.8	15.6	15.2	18.3	14.7	2.7	5.7	2.7	1.6		
蒸発残留物 "						90.1	93	29	54	34	47.6		

合しているのだらうと思われます。

水質は最近50年間では変わっていない

次にこれらの成分濃度が時間的にどう変わるかということを見てみます。表2・1は、1979年から1981年までの調査結果ですが、これをみましても、時間的には余り変わっていない。この5回の採水は、季節的にも、また気象条件も大分変わっているときに行っていますから、時間的な変化は非常に少ないということわかります。さらに、1930年ごろのデータと1960年代以降のデータを参考にして、経年的な変動をみたのが図2・3です。途中でちょっと横軸が切れますが、これを見ましても、ここ50年間の湖の溶存成分濃度は余り変わっていないことがわかります。このデータなどは、分析した条件も、分析した人間も違いますし、分析の方法もかなり違うんですが、結果は大変似ております。ですから、先ほど鈴木先生から、歴史時代を通じてみると水質が変わっているというお話がありましたけれども、ここ50年間程度ですと、水質はほとんど変化していないように見受けられます。

鉄イオンとアルミニウムイオン

以上は、主な成分についての話ですが、次にいわゆる微量成分について見てみます。まず鉄イオンですが、これは大変低い濃度で、たくさんデータを眺めてみますと、0.02~0.1mg/lという値になっています。この値は、湖水を濾過してからのいわゆる溶存鉄の分析値ですが、濾紙でこさずにいきなり湖水を酸で処理して、いわゆる懸濁性の鉄でみても、実は余り大きな値にはなりません。北の長瀬川からは、かなりの量の鉄が流れ込んでいるはずなんですが、実

際に測ると、こういう小さい値になってしまいます。この湖では、溶存酸素濃度がかかなり高く、相当深いところまで飽和の状態になっていること、またpHは酸性といわれていても5前後ですから、2価の鉄はすぐ酸化されて、3価の含水酸化鉄となってしまう、水に溶けることなく湖底に沈澱してしまうためと考えられます。

ところが、マンガンについては、いつ測ってみても0.1mg/l前後になり、鉄よりも高い値を示します。マンガンと鉄は、化学的な性質は似ているんですが、わずかに違っていることは、マンガンはpHが5前後ではなかなか酸化されにくいのです。そのために、なかなか沈澱せず湖水中に多く残っているのではないかと考えられます。

この湖の微量成分のうち、見落とせないのは、アルミニウムです。湖水中には、平均して0.61mg/l程度のアルミニウムが溶けておりますから、これは、鉄やマンガンよりもはるかに高い値です。このアルミニウムも長瀬川からたくさん入ってきますが、これは恐らく、その量が多いために、ほかの中小の河川から入ってくる塩基性の成分（主に炭酸水素イオン）によって中和されきれずに、湖水中に残ってしまうのではないかと考えられます。

COD・DO・栄養塩類・透明度

また、一般に川や湖の水質を議論する際には、必ず化学的酸素要求量(COD)、溶存酸素量(DO)、栄養塩類などが問題になります。栄養塩類というのは、主として磷とカ素の化合物で、植物プランクトンの栄養になる成分ということです。栄養塩類が大変多くなりますと、いわゆる富栄養の状態になり、植物プランクト

ンが繁殖してきます。そしてこれを食べる動物プランクトンとかもっと大きな魚類がどんどん増えてくる。そして、余りにも栄養度が高くなりますと、今度はある特殊な藻類が異常に繁殖して、いわゆる赤潮が起こってくる。そのために、逆に魚が死んでしまいます。こうした富栄養による漁業被害は、ほかの湖ではしばしば起こっているんですが、この湖にはそういうことは起きておりません。

猪苗代湖の場合ですと、化学的酸素要求量

(COD)は、どこで測っても大体が0.5mg/l以下と大変小さい値を示していますが、逆に溶存酸素量(DO)は、飽和度90%以上で、かなり深いところまで飽和していて、水質としては、これで見るとかなり良好なんです。

栄養塩類の中で窒素の化合物についてみますと、アンモニア態窒素が0.1~0.2mg/l程度、亜硝酸態窒素が0.01~0.02mg/l程度、硝酸態窒素で0.14~0.18mg/lという値が出されております。昭和59年に福島県が調査した結果ですと、こういったものを含めた全窒素が0.2~0.3mg/l、そのうちの80~100%が硝酸態窒素であると報告されております。このデータだけからいいますと、猪苗代湖の栄養度は中栄養の状態ということになります。

ところが磷の化合物になりますと、湖の北側の沿岸のごく岸に近いところで0.02~0.03mg/l程度の磷酸態磷が観測されている以外は、非常に濃度が低くて、湖水のほぼ全域にわたって検出限界以下、観測にひっかからないという程度しか含まれていないのです。植物プランクトンの成長は、少ない方の栄養成分によって支配されますから、結局、猪苗代湖は貧栄養湖に分類

図2・1 - 溶存成分濃度の水平分布 (猪苗代湖表層 1981.4.26)

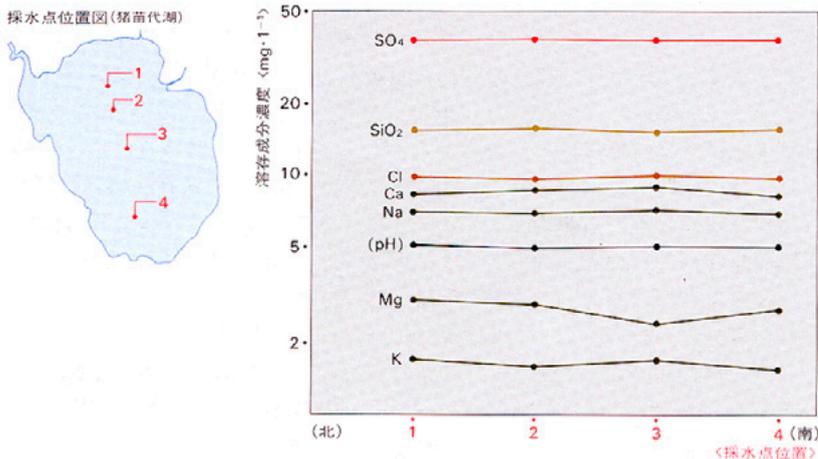
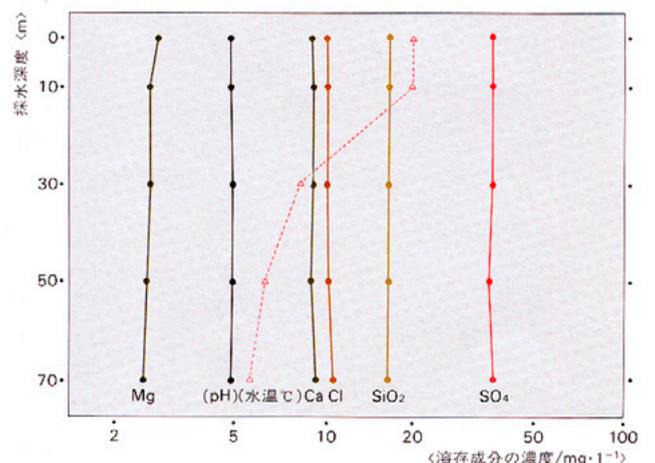


図2・2 - 溶存成分濃度の垂直分布 (猪苗代湖湖心 1979.10.10)

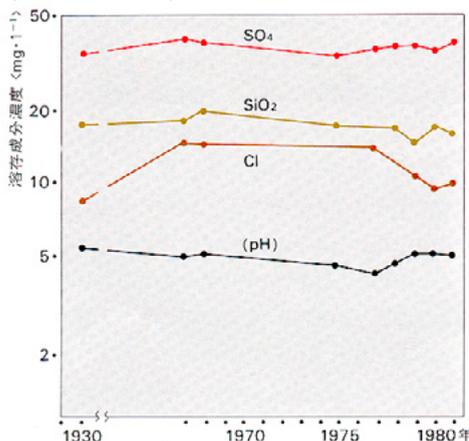


されることになるわけです。

この磷酸は生活排水を含む流入河川からは検出されていますし、長瀬川の支流の酸川にも0.1~0.3mg/l程度の磷酸態磷が含まれていますから、単純に計算していきますと、湖水中の磷のレベルはもっと高くなってよいのですが、実際にはこのように低い値にしかならない。これは、先ほども述べましたように、酸化された鉄と結合し、磷酸第二鉄の形で湖底にどんどん沈澱してしまうのであろう。そのように推測されます。

先ほど鈴木先生のお話の中で、猪苗代湖には珪藻類が大変少ないという指摘がありましたが、実際に調べてみても、この湖は貧栄養湖で、植物性、動物性のプランクトンが大変少ないのです。ですから赤潮の心配などないだろうと思われそうですが、ところがどういふわけか、ここ最近、透明度が大変に低くなっているという、非常に気付きなデータがあります。猪苗代湖の透明度は、1930年に吉村信吉博士がはかったもので27.5mという値が出されています。これが理科年表にも載っておりまして、世界第5位というランキングがあるんです。ところが、今回の調査で櫻村先生がはかれたデータでは透明度は7~10m、昭和59年の福島県の観測では5~8mぐらいしかありません。この原因はよくわかりませんが、いずれにしても、湖水の透明度を落とすような事情が最近出ていることは間違いありませんので、心配されます。

図 2-3 溶存成分濃度の経年変動
(猪苗代湖 1930 - 1981)



流入河川の水質

北部を除く河川はわが国の平均的な水質湖水の水質については、大体以上のようなことになりませんが、結局、その水質は、周りから湖に入ってくる川の水によって大きく支配されているわけです。それで今度は、流入河川の水質について、少し述べてみたいと思います。

猪苗代湖には大小30近い川が流れ込んでおりますが、表に・二にはそれらの皮の水質を調べた結果の一部です。それらの各河川の流域は、図2・4に示してあります。なお、参考のために、平均的な雨水と河川水の分析結果を表2・3に示しておきます。

さて、湖水に入ってくる流入河川は、北側の方から入ってくる一部の川を除きますと、一般的には、どの河川もpH7前後で中性で、総陽イオン濃度が0.4~0.7me/l。これは余り高い値ではありません。陽イオンではカルシウムが最も多く、陰イオンでは炭酸水素イオンが多い。ですから、一般的にはカルシウム 炭酸水素型という分類をすることもあります。

これらの川に含まれている溶存成分の数値は、表2・3に示した日本全国225の川の水のデータ（これは小林純博士が出した値です）と比べてもそう大きな違いはなく、流入する大部分の河川は、日本の川としては、ごく普通の水質であると考えられます。ところが、先ほど言いましたように、北側の方から流れ込んでくる河川の中に大分濃度の高いものが幾つかあるのです。例えば、琵琶湖の長瀬川の本流、の長瀬川支流の酸川、こういう河川が相当の濃度をもっているわけです。

湖の南、いわゆる湖南地域の川を見てみますと、これらの河川の主要部分は大体似ているんですけども、少しばかり違うところがあります。

表2・2に溶存ケイ酸(SiO₂)の濃度の値を載せてありますが、実は東半分の川と西半分の川とでは、この濃度が大きく違ってきます。東で低く西で高いという傾向がはっきりあらわれます。これは恐らく、東側は新第三紀のグリーンタフの山地、西側は更新世前期の溶結凝灰岩からできている丘陵という、こうした地質の違いと深くかかわっているものと思われます。また、東の方でも細かく見ていきますと、の荒砥川およびそのちょっと南の帯では、炭酸水素イオンよりも硫酸イオンの濃度が高いという、普通の川としては異常な数値が出てきます。

これは、昔の文献を見ますと、この地域には以前に掘ったことのある金属鉱山や非金属鉱山が幾つかありますので、そういったものが影響しているせいだろうと考えられます。ちょっと話がずれますが、このような水質の異常を見つけることによって、上流にある鉱脈を見つけていくのを化学深鉱山といっておりますが、この場合には、既知の鉱山にぶつかったことになるわけです(笑)。

長瀬川水系と支流の酸川

問題なのは、北の方から流れ込んでくる長瀬川です。この河川は、湖の全流入量のほぼ半分強を占める最大の流量をもっているのですが、この長瀬川が、途中で、の酸川という支流を合流するために、それより下流では強酸性になります。したがって、農業用水や発電用水に利用する場合には、この酸川が合流する地点の上流から取水することになります。農業用水は3本の用水堀でとられており、猪苗代平野に灌漑用水として使われ、最終的には幾つかの小さな排水路を通して猪苗代湖に入ります。その中には、生活排水で汚れた水もあるようです。

発電用水の場合ですと、上流にある3カ所の発電所で使用された水が、最終的にはのあたりで長瀬川の本流に合流してきます。そのために、発電所の排水が入った地点から下流の長瀬川では、発電所が動いているときと動いていないときで水質ががらり違ってしまい、平均的な水質をとらえるのが大変難しい状態になります。発電所が動いていないときには、主として酸川の水が流れているので、pHが3前後の強酸性、発電所が動いているときには、その発電所で使っている非常に多量の水が合流するために、pHが非常に高くなり、5以上になることさえあります。

そして問題の酸川ですが、この酸川は、のあたりでpHが3前後、低いときで2.7、高いときで3.3ぐらい、大雨が降ったときなどはpHが5ぐらいまで上がることもありますが、普通は2.7~3.3ぐらいの間で、名前のとりの酸性河川です。この原因は、このまた支流に硫黄川という川がありますが、この硫黄川の上流に強酸性の水が幾つかかかっているところがあり、それが混入してくることにあります。

硫黄川の上流というのは、ちょうど安達太良山の噴火口の西側に当たり、その中腹に沼尻温泉の源泉があります。また、その付近には以前に

掘っていた硫黄鉱山があります。

沼尻温泉というのは、水の温度が55℃、pHが1.7、1日に約1万トンぐらいわき出してくるという強力な酸性泉です。塩化物イオン、硫酸イオンのほかに、鉄やアルミニウムイオンがたくさん含まれており、硫化水素も相当多く含まれています。これに対して硫黄鉱山の坑道から流れてくる水は、硫酸イオンをはじめ鉄やアルミニウムの含量が温泉水よりもはるかに多いんです。ただ、塩素は少なく、硫化水素もほとんど含んでありません。このように、この2つの水質は、非常に対照的です。温泉水は、恐らく塩化水素とか硫黄の化合物を含む酸性の火山性発散物が、周囲の岩石から、鉄やアルミニウムを溶かし出してきているのでしょ。これに対して硫黄鉱山の坑道からわき出してくる水の中の硫酸というのは、行動を通じて地下水中の酸素供給量が増大し、硫黄とか硫化鉄を酸化するバクテリアの旺盛な活動によって生成しているものと考えられます。この強酸性化の機構につきましては、後ほど、小山先生から詳しくお話があると思いますが、とにかくそういった非常に高い濃度の硫酸酸性の水が硫黄川の上流に入り込み、それがまた酸川に流れてきます。その結果、酸川が大変強い酸性のまま下流まで流れてくることとなります。

それでは、本流の方の長瀬川はどうかといいますと、その大部分は西吾妻山の南斜面から流れ出す川なのですが、これらの川の水はそのほとんどが、裏磐梯の椴原湖、小野川湖、秋元湖の3つの湖に順次貯留されます。そして、最後は、秋元湖から長瀬川に流れ出します。その途中で、磐梯山の北側の噴火口あたりから流れ出す水を合流し、それから先ほどの酸川の水を合流して、最後は猪苗代湖に入る。そういう流路をたどります。

秋元湖までの水質は、非常に濃度の低いきれいな水で、pHは7前後、カルシウム炭酸水素型の濃度の低い水です。しかし、その大部分は発電用水として使われるので、水田の灌漑期以外には、この長瀬川の本流の水というのは、ほとんどが磐梯山の北側の斜面から流れてくる水だけということになります。

この北側斜面から流れ出す水は、裏磐梯の景勝地であります五色沼を通り、毘沙門沼を経て流れてくるわけですが、この水は磐梯山の火山活動の影響を非常に強く受けており、また恐らく

地下の深いところからわき出してくるナトリウム塩素型の温泉水が混ざっていると思われるために、非常に濃度が高いんです。水量はそれほど多くはないのですが、溶けている成分の量が猪苗代湖に対する全供給量の20～30%も占めるという大変に特異な性質の水です。

流入河川の成分と猪苗代湖の酸性度

結局、こういった水がすべて猪苗代湖に入るわけですが、湖に入りますと、それらはみんな混合して、最初に述べたように、猪苗代湖は、全体がどこをとっても同じような水質の湖になってしまいます。つまり、ごく単純に考えると、流入する河川の水を一樣にかきまぜると猪苗代湖の水ができて上がる、というようにみることができます。ですから、それぞれの川の水質と流量をもとにして、全体の平均値を出せば、それが猪苗代湖の水質になるだろうと思われま。実は、こうした仮定に立って計算した結果が、表2・4の計算値の欄に記したデータです。これを下の欄の実測値と比較してみますと、かなりの種類の成分がよく一致します。仮定が大ざっぱですから、もう少し数値に差が出るだろうと思っていたのですが、結果は、ちょっと合い過ぎてしまい、かえって困惑しているところもあるんですが(笑)、以上のような仮定にそう大きな間違いはないのだろうと思っております。ところがまるっきり合わない成分が幾つかありまして、水素イオン、鉄、アルミニウム、炭酸水素イオン、こういのは計算値と実測値が大きく食い違っています。炭酸水素イオンというのは塩基性の成分、水素イオン、鉄イオン、アルミニウムイオンというのは酸性の成分ですから、この食い違いは、恐らく中和反応が起こっているためと考えられます。中和反応が起こりますと、水素イオンは水に、炭酸水素イオンは二酸化炭素、つまり炭酸ガスになってしまいます。また、鉄とかアルミニウムは、水に溶けないような化合物、例えば含水酸化物などに変わっていきますから、それらの成分は分析にはかからなくなってしま。そういうことを考えてさらに計算をしていきますと、アルミニウムが最終的に1.4mg/lぐらいい余ります。実測値は0.61mg/lですから、この食い違いはちょっと説明できないんですが、何しろ仮定が大胆なものですから、この程度の違いはしょうがないとも思います。

また、中和されてできた二酸化炭素がそのまま

残っているものとしてさらに計算しますと、湖のpHが4.9ということになります。それから、アルミニウムが0.61mg/lの濃度で溶けていることを前提にしてpHを計算しますと、4.9という同じ値が出てきます。ですから、湖のpHを支配する要因としては、アルミニウムとか二酸化炭素などが、かなり必要な役割を果たしているという推測ができます。

こうしてみますと、結局、猪苗代湖の主要成分というのは、それぞれの流入河川に溶けた状態で入ってきたいろいろの成分が、単純に混合して湖の濃度ができ上がる。ただ、一部の成分については、混合した後、いま述べたような化学変化が起こって、濃度の変化が生ずる。湖のpH5という弱い酸性の原因は、結局は、酸性河川である長瀬川から供給される酸性の成分と、そのほかの河川から入ってくる塩基性の成分が中和し合ったときに、塩基性の成分が相対的に少なく、その結果、酸性の成分が残るためであると考えられます。

湖の透明度の低下をめぐって

編集 湖の透明度が大分低くなっていくというのですが、その背景にある事情としてはどういことが推測できるのでしょうか。

千葉 透明度というのは、光がどのくらいの深さまで通るかということですから、それが低下するというのは、要するに湖水の水が濁ってきたということですね。

泥炭などがある湖ですと、有機物のために、水が黒っぽく濁ってくるような場合がありますが、普通の湖ですと粘土が主成分です。猪苗代湖の場合には、CODとかBOD(生物的酸素要求量)が非常に低いし、いわゆるプランクトンなども少ないですから、有機物関係あるいは生物にかかわった濁りではない。ですから、粘土とかそういったものによる濁りだと思います。その原因は、はっきりはつかめていませんが、やはり近年の開発によって、周辺の環境からそういうものが流入しやすくなったせいだと思えます。開発が進みますと、どうしても裸地が増えてきますね。緑で覆われている土地に比べれば、裸の土地というのは、雨が降れば、どんどん表層の土を流してしまいます。特に粘土のような粒子の細かいものはどこまでも運ばれますから、それらが最終的に湖に入ってくるということはあると思うんです。透明度の低下は、ここ50年の間の変化ですから。

表 2・2 - 猪苗代湖への流入河川の水質 (1980~1981)

<mg/ >

	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
① 酸川<注1>	2.81	7.3	1.1	18.0	4.1	30.5	269	0	41.3
② 小田川	6.91	3.3	0.6	4.5	1.6	2.1	5.8	18.7	11.4
③ 長瀬川	7.20	53.4	2.6	65.4	17.7	78.0	268	22.6	46.1
④ 琵琶沢	6.60	8.8	1.6	34.8	2.9	2.4	133	6.7	48.4
⑤ 沼倉排水<注2>	6.86	3.7	1.0	4.6	1.2	4.3	8.7	14.0	12.6
⑥ 観音寺川	7.07	2.8	0.6	3.8	0.9	2.4	3.4	15.6	7.7
⑦ 町営牧場の沢	7.60	5.4	1.3	8.0	1.8	3.2	3.7	36.8	43.1
⑧ 前川	7.11	4.4	0.7	4.7	1.0	4.8	5.6	15.1	15.0
⑨ 荒砥川	6.61	4.1	0.4	4.2	2.0	3.6	15.6	8.3	11.4
⑩ 舟津川	7.17	5.1	0.9	5.5	2.1	4.1	9.1	22.7	16.6
⑪ 中の沢	7.07	6.1	1.5	7.0	2.3	7.1	7.3	30.6	15.9
⑫ 菅川	6.81	5.1	1.0	3.6	0.9	3.4	4.3	18.1	26.9
⑬ 常夏川	7.10	5.6	1.7	5.7	1.1	5.3	4.3	26.3	31.4
⑭ 経沢川	7.40	5.0	1.4	3.7	1.1	5.3	4.7	17.4	24.5
⑮ 原川	7.23	4.6	1.4	4.5	0.9	3.8	3.7	21.2	27.8
⑯ 赤井川	6.86	5.2	3.1	10.6	2.3	7.2	13.1	27.5	12.5

注1 このほかFe, Mg, Alなどを含む

注2 沼倉発電所排水

表 2・3 - 雨水, 河川の平均水質

	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
雨水平均(全国)	—	1.1	0.26	0.97	0.36	1.1	4.5	—	—
平均河川水 (全国225河川)	—	6.7	1.2	8.8	1.9	5.8	10.0	31.0	—
平均河川水(世界)	—	6.3	2.3	15	4.1	7.8	11.2	58.4	—

表 2・4 A - 猪苗代湖の水質の構成 (主成分)

	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
計算値	—	6.7	1.3	8.7	2.7	10.0	41.3	18.5	19.5
実測値	—	6.6	1.5	9.1	2.5	9.9	36.3	0.7	17.4

図 2・5 - 採水点位置図

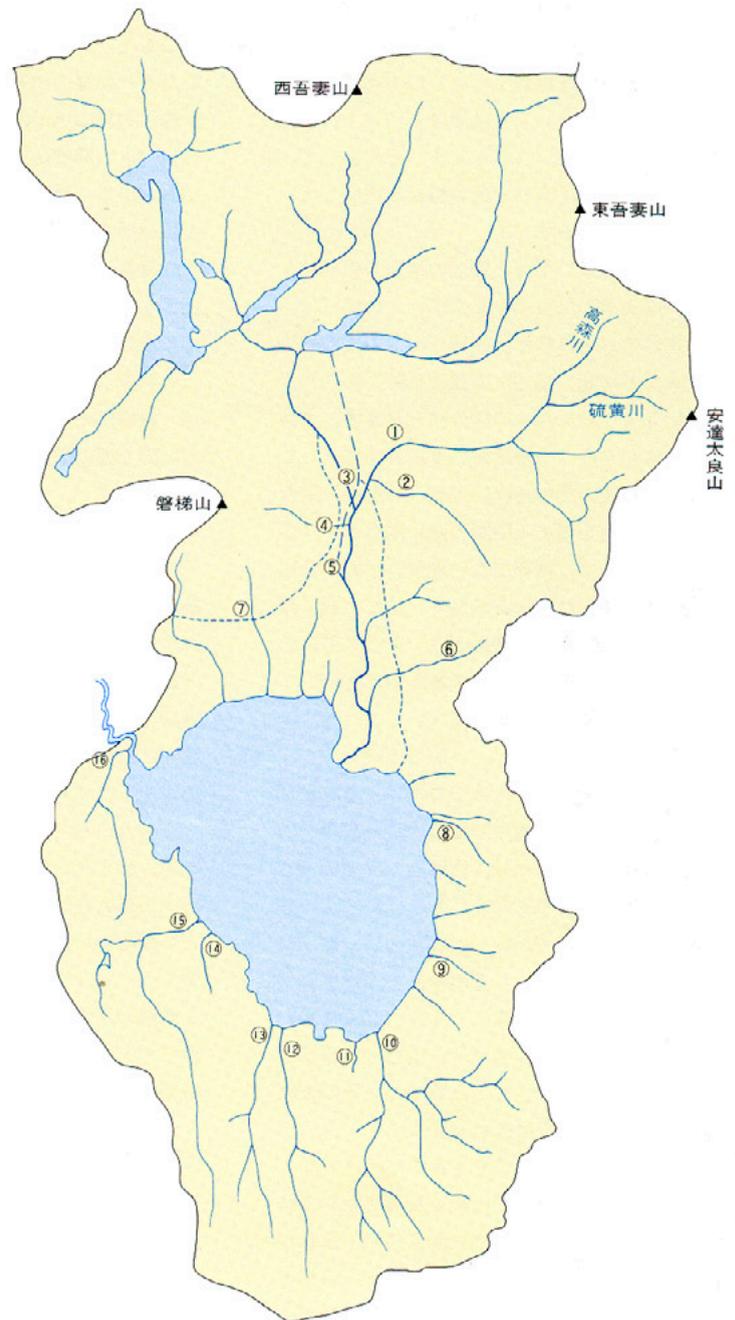


表 2・4 B - 猪苗代湖の水質の構成 (微量成分)

	H ⁺	Fe	Mn ²⁺	Al ³⁺
計算値	0.13	1.9	0.02	2.1
実測値	0.01	0.06	0.12	0.61

Feはtotal

猪苗代平野の地下水とその水質

中馬 私の話は、猪苗代湖北方の低い地域では、地下水がどういう地層（岩石）の中に入っているか、そして、それらの地層はどのように形成されてきたのかということです。そのあとで、千葉先生に、地下水の水質の概要を説明していただくと思います。

猪苗代湖の北岸の平野と周辺の地質の概略は、図3・1のようになっていますが、この地域は、地下水の方からみると、長瀬川東部の扇状地、磐梯火山の南麓、翁島火山泥流丘陵、猪苗代平野という4つのブロックに分けられます。大体、地下水というのは、地層という器の中に入っているわけです。その器は、当然、水を漏らさない地層と、水を蓄える空隙の多い地層の2つがセットになって、漏らさない地層が下にある場合に水が蓄えられることになります。一般には、水の通りやすい粗い地層がどういうところにあるか、つまり帯水層がどこにあるか、ということが問題になってくるわけです。

長瀬川東部の扇状地

そういう観点で、いまの4つのブロックを見てみますと、まず、長瀬川の少し西から東側の山際までの地域は、主として花崗岩の礫層でできています。図3・1の のところには、60mの井戸が掘ってありますが、その柱状図は図3・2の のようになります。ここでは、ごくわずかですけれども、そのまま飲んでもいい良質な水が自噴しています。この地域は、主として扇状地をつくる地層からできておりますが、その地層は、大きく2つに分けられます。

1つは、2万年ぐらいいろも古い時代にできた礫層で、川桁山地の中では段丘を構成し、平野では、次に述べる新しい扇状地礫層の下に存在するものと予想されます。もう1つは、それよりも新しい時期にできた低い扇状地の礫層で、これは長瀬川の西のあたりまで延びています。この地層の堆積は、5,000年前頃までに終わったと考えられます。いずれの礫層も、東の川桁山地からもたらされた花崗岩の礫が主体になっています。

磐梯火山の南麓

次に磐梯火山の山麓地域ですが、ここには、いくつかの場所に湧水があり、これらは主として猪苗代町の水道の水源として活用されております。この地下水は、磐梯火山の山体をつくっている

溶岩の中から出てくるものです。火山の山麓には、よくこうした水源がつくられておりますが、ここもその1例ということになります。

ただし、磐梯火山といいますが、赤埴山・櫛ヶ峰と磐梯山とがあります。前2者と後者の山は、できた時期が大きく違っていて、赤埴山などが古い磐梯火山（古磐梯火山）で、これが山体の主要部をつくっています。磐梯山というのは新しい火山（新磐梯火山）です。そして、山体をつくっている物質も少し違っております。地下水のあり方からいうと、赤埴山の方は600mから少し高い位置にわき水が幾つかありますが、磐梯山の方はごく限られたところ。東の赤埴山と西の磐梯山の境目のあたりに大きな谷がありますが、この付近にわき水がちょっとあるだけです。ただ、いずれも溶岩の中から出てくる湧水であることには変わりはありません。

翁島火山泥流丘陵

西の方のブロックに移りますと、ここは、先ほど鈴木先生から説明がありましたように、従来、翁島（火山泥流）丘陵と呼ばれてきたところで、粘土と角礫がまじった地層からできています。ですから必ずしも地下水が自由に動けるような性質のところではないのです。ただ、この地域でも、法正尻などで湧水や深井戸から地下水はわずかにとられています。それで、この湧水がどの地層から出てくるのか、ということになりますが、実は翁島火山泥流堆積物と呼ばれている地層の下位には、礫層とか溶岩などの比較的地下水を含みやすい性質の地層があります。恐らくこの地層から地下水がわいているのであろう、と私は考えております。いずれにしても、この地域の状況は一番わかりにくく、まだ不確定な要素がかなりある地域です。

この地域は、4つのブロックのうち、地下水に関係した地層としては、最も古い時期に形成されております。ところによっては、小さな断層や節理がたくさん入っていて、その断層付近では細粒の黄鉄鉱が溶岩の中にたくさん含まれています。こうした岩石を帯水層にしているために、この地下水の水質は、ちょっと特異な性質を帯びております。

この地域の代表的な柱状図は、図3・2の のようになります。ここは、60mの深さの井戸で、一番上に火山泥流堆積物が、その下に数mの厚さの溶岩凝灰石が出てきます。これは軽石の溶結したもので、先ほどお話しした赤埴山の比較

的上部に続く可能性があります。軽石が溶結している場所と溶結していない場所がありますが、柱状図の場所は、翁島の丘陵地としては溶結が進んでいるところです。

その下は、最上部と同じ礫の印がつけてありますが、図は作井者たちの記載に従っています。私が現地で確認しているところでは、この層の一部には水磨された丸い礫さえ含まれています。その下位は溶岩、その下は、また礫の層がくる。一番下に凝灰石の印がありますが、これは、現地では確認がなかなか難しい地層です。こうしたいろいろの地層や溶岩が重なる様子は、電気検層の結果にもあらわれています。

猪苗代平野

最後に平野部ですが、ここについては、磐梯山の山すそから湖岸部まで、 から までの井戸やボーリングの資料があります。それをつなげたものが図3・2の断面図です。この断面図を見ますと、 と の間にちょっと飛び出た地形があり、その南の端を境にして、大きく北部と南部とに分かれます。

北の部分は、赤埴山、すなわち古磐梯火山をつくっている岩石でできています。この地層（岩石）は土町層と呼ばれますが、これは、一部は溶岩、一部は火山の爆発によって飛ばされた火山角礫岩で、これらが互層して厚さは100mをはるかに超えます。そして溶岩が地表に顔を出すところにわき水が出てきます。その点では、先ほどの磐梯火山南麓のわき水と同じ仕組みです。

それに対して南の部分は、その火山の山すそを浸食してできた大きな窪地の中に堆積した地層群からできており、これは猪苗代層と呼ばれます。この地層群は、粘土、砂、礫層の違いに着目すると、図にみるように、下から順に、 、 、 、 、 というように5つに分けられます。また という場所では、相当の割合で泥炭が入ってきます。このうち、地下水は砂の層（ と ）の礫の層（ ）の中に豊富に含まれていて、現在、主に消雪用として活用されています。かつてはこの地層から、30～40mの深さまで掘り込んで天然ガスをとっていたという記録もありますが、最近では全くとられておりません。猪苗代平野で大量の地下水を採取すると、地盤沈下が発生することが心配されます。

平野の地層と湖の形成史

では、こういう地層がいつごろからできてきた



のかということになりますが、これは猪苗代湖の歴史と深くかかわっております。このことは、さきに鈴木先生から、猪苗代湖の湖底-60mぐらいのところまでは古い沈水谷がみつめられるというお話がありましたが、そういった谷の形成時期とも深く関係しているのだらうと思いません。私の考えでは、古い磐梯火山の山すそは、現在の猪苗代平野の下まで広がっていたのですが、ある時期までに、この山すそは大きく浸食されて、谷は現在の山麓にまで及んできたようです。さきの図3・2の断面図で、北部と南部を境にしていた急斜面は断面面ではなく、この浸食によってできたものです。猪苗代湖に湖底にみられる埋没谷（沈水谷）は、恐らくこの浸食とかかわって形成されたのだらうと思いません。その後、新しい磐梯火山が形成されはじめる直前に、古い磐梯火山の南西部で大規模な爆発が起こり、山体の一部を吹き飛ばしてしまいます。この部分は、その後の新しい火山活動によってもたらされた溶岩が埋めているわけですが、このときの噴出物（頭無火山泥流堆積物と呼ばれます）は、南西部へ流れて丘陵とか古い山を覆ってしまいます。このときに、猪苗代湖から会津盆地へ通じる河川（旧日橋川）がせきとめられて、猪苗代湖の水位が一挙に上昇し、湖は猪苗代平野の奥地までその範囲を拡大します。当然、古い火山体を浸食してできた谷底も湖水下に没してしまいます。

このときの湖水面は、現在よりも数10m以上、約545mもしくはそれ以上に上昇しています。というのは、頭無火山泥流堆積物を浸食してつくられた平坦な地形面が、現在、約545mもしくはそれ以上の高度のところには広がっているからです。その後、上昇した湖水面は、間欠的に湖水位を下げてきます。その過程で湖の周辺には湖岸段丘がつくられますが、それに対応して湖の底になっていた現在の猪苗代平野の地下には、礫や、粘土という粒径の違う堆積物が、同じ場所に重なり合いながら堆積していくこととなります。

湖水面が段階的に低下してきて、その最後の時期の湖水面は、現在よりも20mくらい高かったと考えられますが、この時期は約2万年前頃と推定されます。このときに堆積した地層を、図3・2の断面図でみますと、と の境目、あるいは の地層が堆積し始めた直後というように考えられます。ですから、 の地層が堆積した

図3・1 - 猪苗代湖北岸地域の地質図

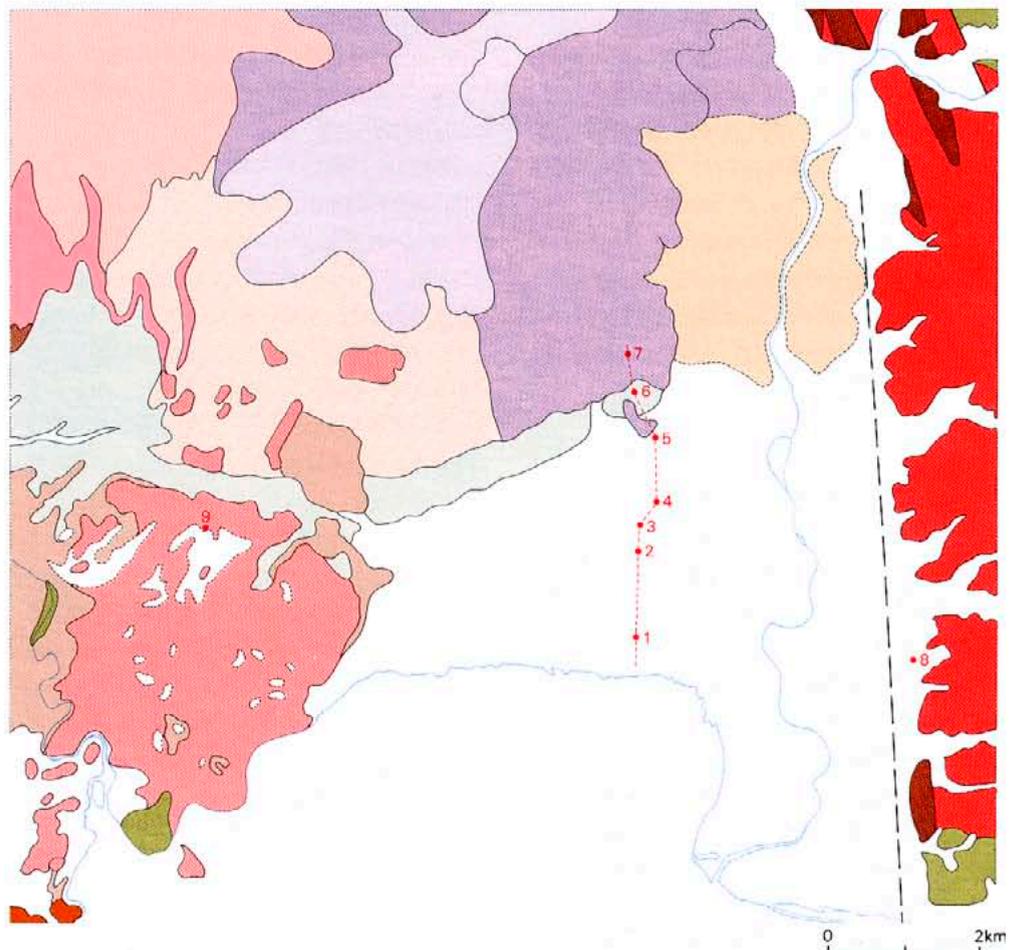
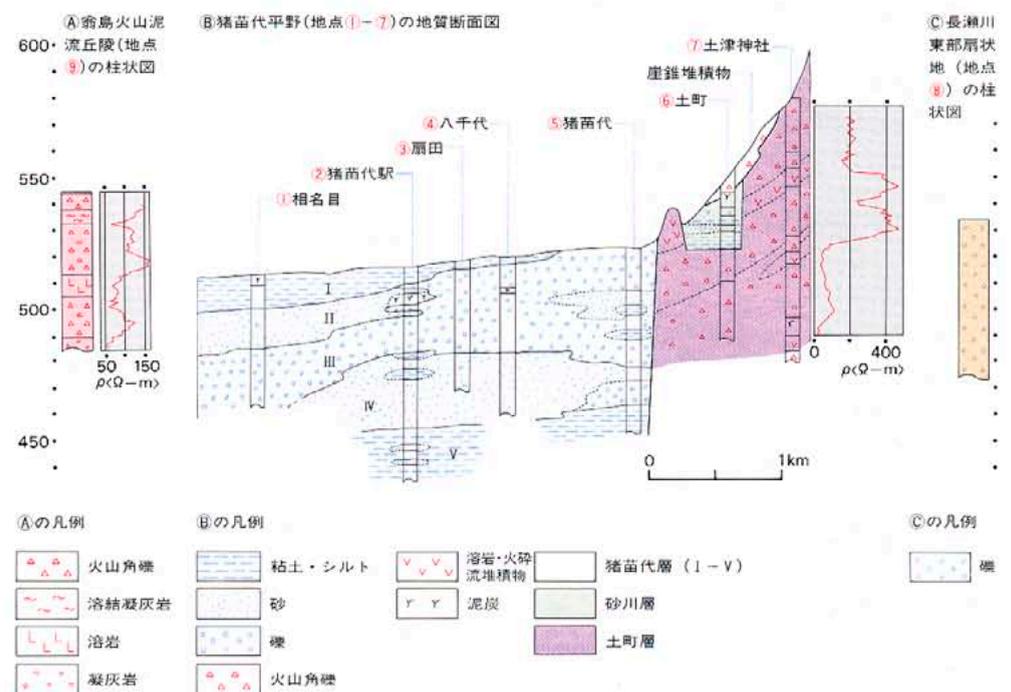


図3・2 - 猪苗代湖北岸地域の地質断面図および柱状図



ときの湖水面は、もっと高いレベルにあって、層が堆積する場所は比較的深い位置にあたりますから、細粒な物質がたまる。その後、水深が浅くなってきて、粗粒な物質がたまりやすくなった。それが現在、断面図の の礫層や、あるいは、などの砂層として、水を蓄える空隙の多い地層になっているわけです。

以上のように、この4つの地域は、それぞれが違う岩石・地層でできていて、違う帯水層をもっている。そして、この帯水層をめがけて井戸を掘るとか湧水の周辺に施設をつくるとかして、地下水を利用しているわけです。

地下水の水質

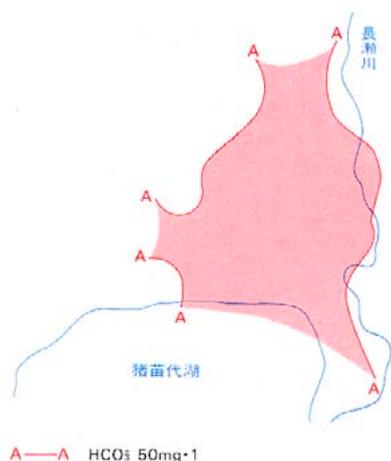
千葉 私は最初、岩石や地層のことは一切関係なしに、ただ採取してきた水を分析して、どういう場所にどういう水質の地下水があるのか、そういうことを調べていたわけです。

そうしますと、図3・3にみるように、この地域の地下水の水質は、大きく分けると、長瀬川から東の群、磐梯山のふもとあたりから西の方、この2つの部分に囲まれた猪苗代平野の中央部、というように3つに分類できることがわかりました。この結果は、いま中馬先生からお話のあった地質の分類ともほぼ一致することになります。

<長瀬川の東部>

まず、長瀬川から東側、いわゆる川桁山地と長瀬川に囲まれた南北に細長く延びた地域ですが、ここには20～50m程度の井戸が何本か掘られていて、多くのものが自噴しています。この水は温度が比較的低温、pHは6～7前後、水質としてはかなり良好です。中馬先生のお話にあったように、ここは、花崗岩の風化物が堆積

図3・3 - 炭酸水素イオンの等濃度線



してできた扇状地ですから、そういう中に地下水が流れてきて、花崗岩の成分が少しずつ溶け出してわき出してくる。そのために、余りいろいろなものが溶けていないので、非常にきれいな水になっているわけです。

<磐梯山の南麓>

次に西側の磐梯山の南麓ですが、ここはまた大変違っておりまして、大きく分けて2種類の水があるようです。その1つは、全体的にかなり濃度が高く、水温がわりと高い。ですから、中には温泉として利用されているものが幾つかあります。溶けている成分としては、ナトリウムとか塩素が多い。ただ、これが浅い地下水で薄められている場合には、濃度はかなり低くなっております。

もう1つは、磐梯山の比較的浅い部分を流れてきて、そしてふもとの方でわき出しているもので、これは、温度も低いし、含有成分の濃度も低い。このように、大きく分けると2種類の水質があるようです。ところが、最近、データが増えてきて、いろいろ調べてみますと、きわめて複雑で、余り単純には分けられないという感じをもっております。

<平野中央部>

最後の平野中央部ですが、ここからわき出してくる水は、他の地域とは大分違っております。さきの図3・3に示した境界線は、炭酸水素イオン50mg/lの等濃度線で、この中央部では炭酸水素イオンの濃度が特に高く、最高300mg/lにも達します。そのほか含有成分の濃度も非常に高く、アンモニアとかリン酸などの成分をかなり高い濃度で含んでおります。また、鉄分も相当多い。さきのお話にありましたように、昔、この地域では天然ガス採取したというほどで、現在でも水と一緒にガスが少し出てきているようです。見た目が黄色っぽくて非常に汚らしい水で、これはもう見ただけで飲む気がしない水です。

中馬先生のお話にあったように、ここには、かつての湖底堆積物が非常に厚く存在しています。鉄、アンモニア、リン酸なども、酸化的环境下ですと水に溶けにくくて沈殿してしましますが、それが、いわゆる還元状態、酸欠の状態になりますと、一たん沈殿した成分が逆に溶けやすい形に変わってくる。そのために、アンモニアとかリン酸、あるいは鉄などを多量に含む水がわき出してくるのだらうと思います。

中馬先生の分類でもう一つありました法正尻周辺は、火山性の堆積物であるにしてはかなり濃度が低い水しか今のところつかまえておりません。かなり量も多いような話を聞いているんですけども、どういうところからどんな形でわき出しているのか、今のところ、水質からは何とも言えない状態で、これは将来調べてみようと思っております。

平野中央部の帯水層と湖底の地形

編集 強酸性の長瀬川の水は、地下水には影響していないんですか。

千葉 中央部の地下水は、場所的には、一見すると浸透して地下水になるようにみえますが、水質からいうと、長瀬川の水はほとんど地下に浸透していないと考えられます。

中馬 それは私の方からも言えそうです。河川の上流部については詳細はわかりませんが、平野の部分では、水が下の方から上の方には流れても、上から下へ流れる状況にはないようです。水は高きより低きにつくといいますが、流速の小さい地下水では、ポテンシャル・エネルギーが高いところから低いところへ流れます。平野部では、このポテンシャル・エネルギーが、下の地層中の水の方が高いんです。表層部の水は、この河口でしたら514mの高さしかありませんが、下の方の水は自噴しているわけですから、それより高くまでのぼるエネルギーをもっている。だから、水は下の方から上の方に向いては流れても、上から下へは流れていないと思われれます。もちろん、近年掘られるようになった揚水井の周辺では、これとは違った状況が生じていることが考えられます。

編集 そうしたら、猪苗代湖の中へ水が出ているということも……

中馬 それは、考えられないことではないのです。帯水層をつくる地層が湖底のどこまで延びているのか、湖の北部では水深20～50mのところ急なスロープができていますが、これは恐らく、デルタ性の堆積物をつくる構造がここに反映されているのだらうと思います。つまり、これは前置層がつくる斜面にあたるのだらうと思いますが、このどこかにわき水が顔を出している可能性があるんです。換言すると、湖の水と地下水が行き来できるような状況、そういう水文地質環境が考えられるということです。こういう環境は有明海でも知られています。

酸性水の起源と成因

硫黄川の水質調査

小山 先ほど、千葉先生からお話がありましたように、猪苗代湖は非常に大型の湖であるにもかかわらずpHが5.0前後の酸性湖です、その原因は、長瀬川を通して供給されてくる多量の酸性水にあるわけですが、この長瀬川の酸性水は、そのすべてが、支流の酸川から供給されています。この酸川は、その上流では図4・1のように多くの支流に分かれますが、酸川への酸性水は、全部、上流にある硫黄川と小塚川から供給されます。この硫黄川の酸性水については、今まで詳しく調べられていなかったようなので、私は、この川の酸性水の構成、供給経路、供給地点、さらには酸性水の起源と成因 そういったことを明らかにしたいと思い、本流と流入水について上流に向かってたくさんの採水点を設定し、河川水の水質分析をやってみたわけがあります。

源泉（温泉水）によるpHの低下

図4・2は、こうして得られた硫黄川の主要成分の流程変化で、図の採水地点は、さきの図4・1に示してあります。

まずpHの変化をI-13、I-13Aという最も上流の採水地点から下流の方へと見ていきますと、初めは、3よりもちょっと低い程度のpHの値であったものが、I-10のところで著しい変化が生じ、pHが急に2ぐらまで落ちてしまいます。そのpHの変化に対応して、硫酸イオン濃度もグッと増えます。また、塩化物イオン濃度をみますと、上流の方ではほとんど数mg/で、非常に低濃度であったものが、I-10のところで急に高い値に変化しております。同時に鉄とアルミニウムイオン濃度もそこで増えており、この地点では、いろいろな成分の著しい濃度変化が見られるわけです。

なぜその地点で、pHの著しい変化や溶存成分の濃度変化が起こるかといいますと、ちょうどその地点の河川敷に沼尻温泉と中ノ沢温泉の源泉があり、この強酸性の源泉が河川水に流入してくるからです。この源泉の水質は、表4・1に示しますように、pHの値が1.64、塩化物イオンが595mg/と非常に高く、硫酸イオンも1,880mg/と高い。また鉄イオン、アルミニウムイオンも上流とは比較にならないほど高い濃度を示します。源泉の湧出量は8,000~9,000 /

minといわれます。ちなみに飯坂温泉の全揚湯量は約3,900 /minですから、その豊富さが想像できます。この源泉の大部分は、送湯管で沼尻温泉と中ノ沢温泉に送られ、そこで使用された後、小塚川、中ノ沢川に流入し、これがまた図のN-7Aの地点で、酸川の本流に合流することになります。ただ、この源泉は塩化物イオン濃度が非常に高いという特徴をもっていますから、その点で他の酸性水と区別することができます。

強硫酸酸性の廃坑地下水

さて、さらに下流に移りますと、今度は、I-8の地点で硫黄川本流のpHが2以上に下がってしまいます。同時に、硫酸イオン濃度と鉄イオン濃度が急激に高くなり、またアルミニウムイオン濃度も大きくなります。このI-8の地点で起こる水質の変化は、白糸の滝のやや下流の左岸のがけのところから、旧硫黄鉱山の廃坑口を通して強酸性の地下水が流入するために起こっています。

その廃坑から流れ出ている水は、表4・1のI-9Aという項目にその水質を示してありますが、pHは、源泉より強酸性の1.54、溶存成分では、全鉄イオンが454mg/、硫酸イオン濃度が4,500mg/という、強硫酸酸性の水です。こうした廃坑水が、このI-8地点で合流しているわけです。

一方、硫黄川の支流に天沢川がありますが、この天沢川の最上流では、図4・1に示すように、A-5と、そのすぐわきのA-5Aという2つの地点で採水しました。ここは天沢川の源流ですが、これがまた旧硫黄鉱山の廃坑口から流出してくる地下水なのです。そのA-5とA-5Aの水質の分析値も、表4・1に示してあります。A-5Aは水量が少なく、廃坑の入口から出てきます。A-5の方は水量もやや豊富で、これが天沢川の源流になっていますが、これはA-5Aがやや希釈された廃坑地下水ということになります。そのpHは1.83、鉄イオンが487mg/、アルミニウムイオンも406mg/、硫酸イオンが4,960mg/、A-5Aの方は硫酸イオンが実に10,200mg/にも達します。そして廃坑地下水の性質としては、さきのI-9Aに比べこの方が典型なのです。

というのは、A-5とかA-5Aでは、塩化物イオン濃度はそれぞれ3.68mg/、3.45mg/というように、普通の陸水中に見られる海水起源

の塩化物イオン濃度と同程度で、きわめて低く、それと同時に、硫酸イオン濃度、鉄イオン濃度、アルミニウムイオン濃度の高いことが、水質の特徴になっています。

ところがI-9Aの方は、水温も高く、塩化物イオン濃度も243mg/でかなり高い。これは、明らかに坑内で温泉が湧出して、それが混合して出てきている廃坑地下水と考えられます。その混合の割合は、坑内の温泉が上流の沼尻温泉の源泉と同じ程度の硫酸イオンと塩化物イオンの濃度比であると仮定すれば、I-9Aの4,500mg/の硫酸イオンのうち、約17%が温泉起源と考えられ、I-9Aの主要な部分は廃坑地下水で、それに少量の温泉水がまざっているということになります。

酸性水の過半は廃坑地下水に起因する

以上のようにみてきますと、結局、長瀬川に供給される酸性水には、性質や成因の点で、全く性質の異なった2種類の酸性水があることがわかります。すなわち、源泉（温泉水）と廃坑地下水とです。

では、その供給割合はどのくらいなのか、そのことを概略でいいから知りたいと思って調べた結果が、図4・3であります。酸性水の特徴づける最も主要な成分は、硫酸イオン、全鉄イオン、アルミニウムイオンですから、図にはこの3つの成分について示してあります。この図では、I-9Aの廃坑地下水が流入する直前のI-9地点で、その本流に含まれている硫酸イオンなどの流出量を基準にして、それ以降の供給量を相対値として示しました。というのは、I-9地点での流出量の中で、性質の違った温泉水と廃坑地下水が占める割合を正確に測定することが不可能だったからです。それで、I-9の地点で河川水が輸送する硫酸イオンなどの量を基準にして、それより下流の地点で供給される酸性水の供給量の比を求めたわけです。

そうしますと、図に示されるように、I-8の地点で硫酸イオンなどの量がグッと増えますが、これは廃坑地下水I-9Aから供給される部分です。次のI-6の地点でも、硫酸イオンなどの流出量がグッと増えています。これは天沢川から供給される廃坑地下水、最後のN-6地点で増加する部分は、これは先ほど申しましたように、源泉からの温泉水は、直接沼尻温泉と中ノ沢温泉にパイプで輸送され、その後、N-7Aの地点でこの温泉水は、すべて酸川に流入

してきます。ですから、N-6地点での増加分は廃坑地下水とは関係がなく、源泉（温泉水）から供給されてくるものということになります。こうした事情を踏まえて、改めて図4・3を見てみますと、結局、酸川に供給される硫酸イオンは、廃坑地下水によるものが、きわめて大きな割合を占めていることがわかります。同時に全鉄イオンやアルミニウムイオンについても、I-9A地点での廃坑地下水と、天沢川の廃坑地下水とから供給されてくるものが大部分を占め、温泉水の方から供給される量ははるかに少ないことがわかるわけです。以上のように、酸川の酸性水に対しては、廃坑地下水に含まれる成分の方が、圧倒的な影響を及ぼしているわけでありませぬ。

バクテリアによる廃坑地下水の強酸性化

ところで、なぜ廃坑地下水は、強酸性の源泉よりもさらにpHの低い強硫酸酸性の水であるのか、例えばさきのA-5Aにみるように、硫酸イオン10,200mg/ というような高い濃度になるのか。そういう問題が生じます。

一般的に考えますと、坑道をどんどん掘ったりすれば、酸素の供給が豊富になる。そのために、地下水中の酸素が増えて、硫化物の無機酸化も起り易くなるわけですが、無機酸化だけでこれほど高濃度の硫酸酸性水が生成するものかどうか、これには、バクテリアの活動が関与しているのではなからうか、そういう疑問が生じました。

それで、もしバクテリアの活動が関与しているとすれば、流出地下水にもバクテリアが存在するだろうと思い、A-5地下水に直接、硫黄粉末を添加してみました。そうしますと、pHの低下と硫酸イオンの濃度の増加が観測されたのです。実は培養もしない直接の流水中に、硫黄の酸化が測定出来るほど大量のバクテリアが存在するとは予測しておりませんでした。勿論、この硫黄の酸化反応がバクテリアによるものであることは種々の実験で確認されました。それで、その後はWaksman培養液（表4・2）に硫黄粉末とA-5地下水を添加、30 で培養し、バクテリアの濃度を高めたものを試料水として種々の実験に用いることにしました。そして対照試料としては、バクテリアを含まない試料、または塩化水銀（ ）等の殺菌剤を添加したものをういてバクテリアの挙動や特性をしらべてきました。

旧泥尻硫黄鉱山は、現在その廃坑には深く入ることは出来ない状況になっており、十分な鉱石試料が入手出来ませんでした。古く搬出された鉱石の分析結果をはじめ、バクテリアによる酸化の比較試験、酸性水の溶存成分の組成等、種々の実験の結果を総合しますと、この地区の酸性地下水の生成は大部分がバクテリアのはたらきによるものであること、またバクテリアによる単体硫黄の酸化が主要な過程であると推論されます。

またこの地下水中には、2価の鉄イオンを酸化するバクテリアの存在も確認されます。ただこの場合、鉄酸化バクテリアと、硫黄酸化バクテリアが同じもので、両方の機能を持つ種類のバクテリアであるのか、あるいは2種類以上の別種のバクテリアのはたらきによるものか、その点については確認されておりませぬ。鉄酸化バクテリアの試料水は、A-5地下水を用いLeathen培養液（表4・3）に2価の鉄イオンを加えて培養したものをを使用することにしました。しかし、Waksman培地に硫黄粉末を加えA-5地下水を添加培養した仮称の硫黄酸化バクテリア試水も、2価鉄イオンのバクテリアによる酸化反応を示しますし、またLeathen培地に2価鉄イオンを加えA-5地下水を添加培養した仮称の鉄酸化バクテリア試水も、硫黄粉末を加えますと硫黄酸化反応が起ります。

バクテリアの活動と阻害物質

この廃坑内の暗所で活躍しているバクテリアは、その挙動から、化学独立栄養細菌に属することは明らかです。その特性は、生命活動に必要なエネルギー源や炭素源として、有機化合物を全く必要とせず、還元態の無機物（硫黄、2価鉄イオン等）の酸化反応でエネルギーを得、二酸化炭素を炭素源として生命活動を営んでいるわけです。それで私は、バクテリア集団の生育、増殖活動の活発さ、活動度を、そのエネルギー生成反応の反応量を尺度として観測することにしました。硫黄酸化バクテリアについては、反応生成物の硫酸生成速度を尺度にすることができませぬし、鉄酸化バクテリアについては2価の鉄イオンの減少速度を尺度とするすることができませぬ。こうして、Waksman培地中での硫黄酸化による硫酸生成量や生成速度が、外的諸条件、特に種々の化学物質の存在によりどのような影響を受けるか、ブランク試料と比較対照しながら相対的考察を行うことから始めました。

実験の温度条件については、10 ~ 40 で10 間隔で設定した試料では、30 で硫酸生成は最高で、20 , 40 では減少します。減少は低音側では急で、高温側でゆるやかな特性を示しました。それで以後、培養およびバクテリアの酸化反応の実験は、すべて30 で行うことにしました。

ところでpHの影響については、文献によればいずれの菌も、最適生育pHの下限が2以上とされておりませぬ。ところが、私が別な目的で設定した試料で、pH1.5前後まで活性の衰えがみられないデータが測定されました。そこでさらに確認のために、pHの低い試料をいくつか設定して観察してみましたところ、今度は、pH 2付近でも硫酸の生成が認められませぬでした。検討してみますと、pHを下げるために添加した過塩素酸に原因があり、過塩素酸イオンが、バクテリアの活動に対してかなり強い阻害性、毒性を示すことが確認されました。硫酸酸性では、やはりpH1.5前後までは活性の衰えはほとんどみられずpH 1付近でも活発に活動することがわかりました。

このように過塩素酸イオンの阻害作用は、意図しない実験の結果みつかったわけですが、緩衝溶液を使用する場合にも、pH条件の影響以外に、緩衝剤自体の影響の有無、濃度のちがいの影響等を充分に考慮する必要のあることを痛感しました。またその後の多くの観察からも、予想外に多くの化学物質や化学的環境によって、バクテリアの活動が、かなり敏感に影響を受けるものであることもわかりました。ちなみに、過塩素酸イオン以外に、私がしらべた無機酸イオンの中では、亜硝酸イオンも強い阻害作用を示し、 1×10^{-4} モル濃度でほとんど硫黄酸化が停止します。

重金属イオンとバクテリア

バクテリアに対する重金属イオンの毒性の機構、逆にその毒性を失わせる微生物の耐性および耐性機構に関する研究は、数多く報告されており、従って比較する資料もわりに豊富です。この地下水中のバクテリアに対する重金属イオンの酸化反応阻害性と比較することも興味深いことですので、硫黄酸化反応に対する影響をしらべてみました。数多くの重金属イオンについてしらべましたが、水銀（ ）イオン、カドミウムイオン、亜鉛イオンが最も顕著な阻害性を示しました。亜鉛イオンとカドミウムイオンによる阻

図 4-2 - 硫黄川における主要成分濃度の流程変化

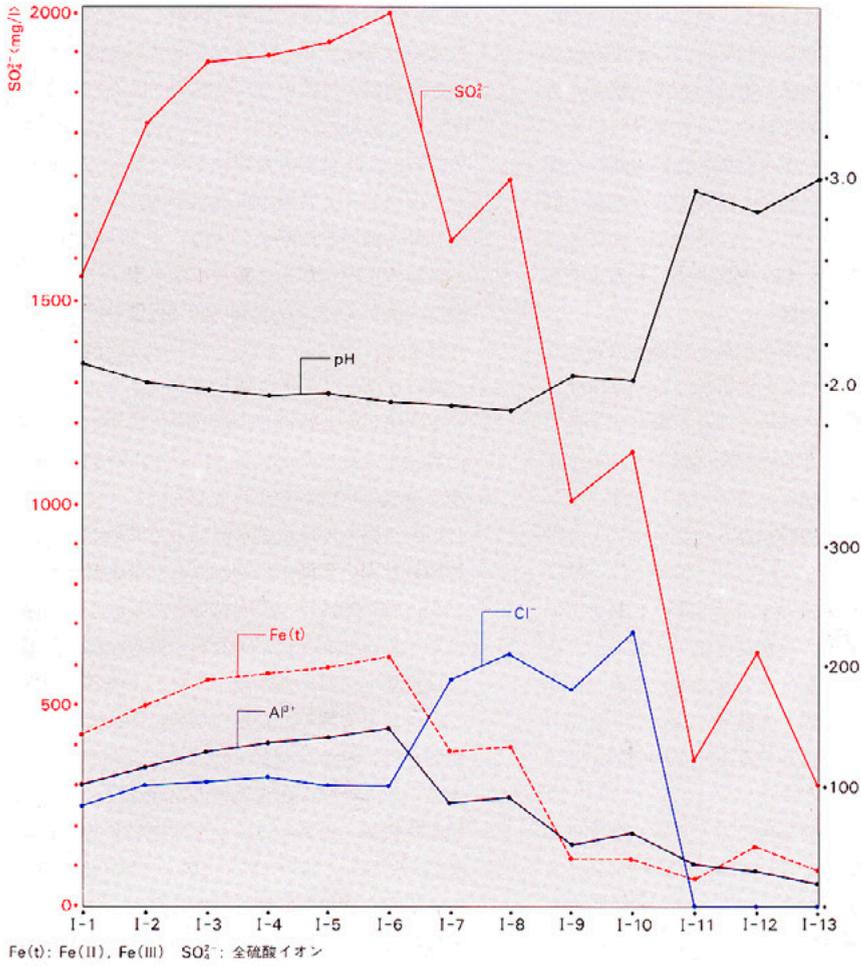
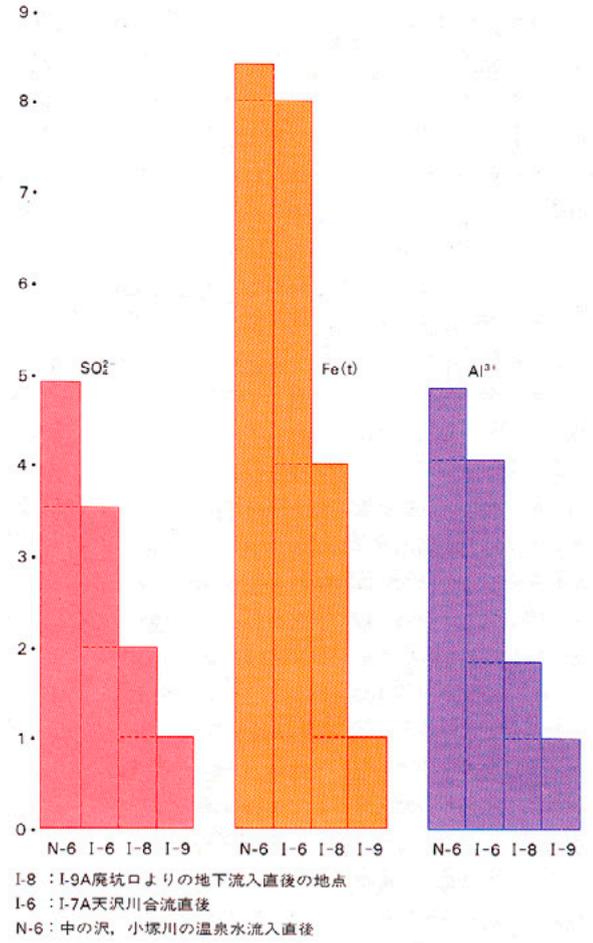


図 4-3 - 溶存物流出量の変化 (I-9における流出量を1とした相対値) Fe(t): 2価・3価の全鉄



I-8 : I-9A 廃坑口よりの地下流入直後の地点
 I-6 : I-7A 天沢川合流直後
 N-6 : 中の沢、小塚川の温泉流入直後

図 4-1 - 採水調査地点

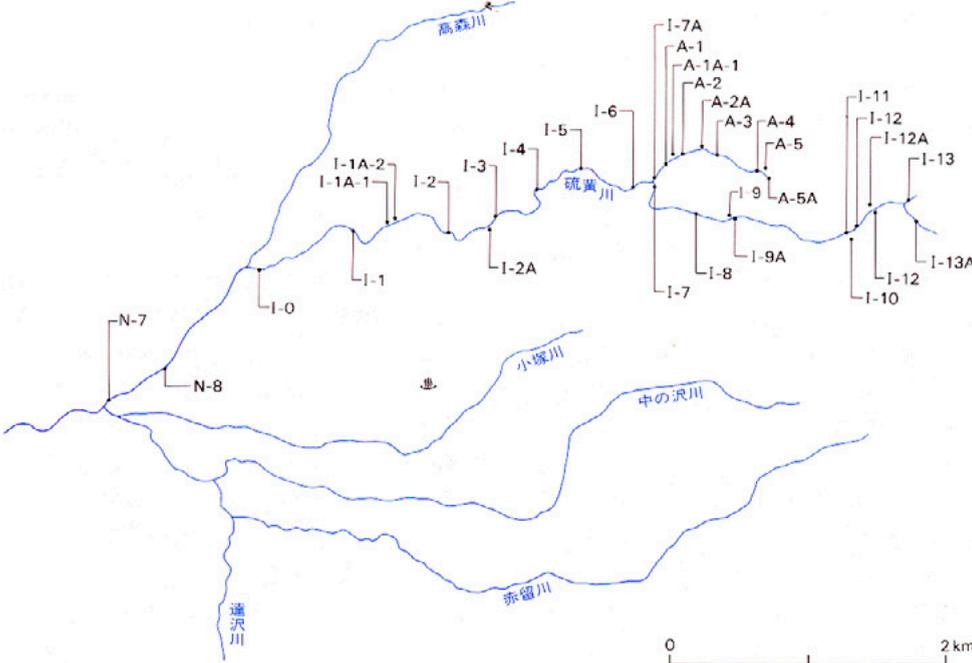


表 4-1 - 硫黄川の源泉及び廃坑地下水などの主要溶存成分

	源泉	I-9A	A-5	A-5A	N-7	N-7A
採水年月日	'79.8.7	'79.8.7	'79.10.1	'79.10.1	'79.10.1	'79.10.1
pH	1.64	1.54	1.83	1.50	2.47	2.92
Fe(t)	38.6	454	487	1,220	49.3	2.65
Al^{3+}	93.1	189	406	813	43.9	8.5
Na^+	37.1	25.3	12.8	19.5	8.29	6.69
K^+	22.8	17.1	9.7	11.1	3.36	2.46
Ca^{2+}	219	61.9	47.3	62.5	26.7	12.0
Mg^{2+}	20.6	58.2	22.1	31.1	5.42	10.8
Cl^-	595	243	3.68	3.54	24.4	42.0
SO_4^{2-}	1,880	4,500	4,960	10,200	608	150

害率を表4・4に例示します。このとき驚いたことに、亜鉛イオンが、文献に示されているよりもはるかに大きな阻害作用を示しました。表にありますように、 1×10^{-4} モル濃度で亜鉛イオンは硫酸化をほとんどとめてしまうことがわかったわけです。

一方、鉄酸化バクテリアの活動に対しては、亜鉛イオンは阻害作用はありますけれどもはるかに小さい。阻害率は亜鉛イオンを加えない場合に比べて 1×10^{-3} モル濃度で30%ぐらい、 1×10^{-4} 濃度では20%ぐらいにすぎません。このように同じ亜鉛イオンでも、硫酸化に対してと、2価の鉄イオン酸化に対してとでは、阻害性がかなり異なっていることがわかります。硫酸化バクテリアに対し更に阻害率の高いカドミウムイオンは、鉄()イオン酸化に対してもかなり著しい阻害作用を示しますが、これも硫酸化に対する阻害率と比べると若干低いことがわかります。何故通常いわれている値よりも著しい阻害作用を示したのか、その理由はあまり明確ではありませんが、これまで生息していたバクテリアの環境の化学的特性を反映しているのかも知れません。というのは、亜鉛イオンの場合も、カドミウムイオンの場合も、共に低濃度の場合、初期には全く硫酸イオンの生成は認められなくても、ある時間経過しますと急に硫酸生成が認められるからです。阻害作用の強いカドミウムイオンの場合で、 1×10^{-5} モル濃度の場合には数十日後に急に硫酸化が切り始めることが認められましたが、より高濃度の場合には、少なくとも測定期間内ではそのような

硫酸化は認められませんでした。このように、重金属イオンの毒性に対して低濃度環境中では、徐々に耐性が獲得されて行くのがうかがわれます。バクテリアは個体の寿命が短く、絶えず分裂、増殖をくり返して行く、そのような特性から、生命体に共通な種の存続のために新たな環境への適応、新しい性質の出現をわりに短い期間で達成出来るのでしょうか。その辺が、より高等な生物との著しいちがいののかも知れません。界面活性剤による実験

次に私は、界面活性剤を添加した場合はどうか、それを調べてみたいと思ったわけです。界面活性剤を大きく分けると、陰イオン性の界面活性剤と陽イオンの界面活性剤、それから非イオン性の界面活性剤などがあります。これらは、それぞれの影響が違うであろうことは予想されたわけです。

表4・5は、ドデシルベンゼンスルホン酸ナトリウム(陰イオン性の界面活性剤)の場合で、表には、これを濃度を変えて添加した場合と添加しない場合の、生成した硫酸イオンのそれぞれの測定日における濃度値とpHの測定値が示されています。

表4・6は、ラウリル硫酸ナトリウム(陰イオン性の界面活性剤)で、この場合は、 1×10^{-4} モル濃度ぐらいで硫酸イオンの生成がほぼ抑えられておりますが、ただ、30日後にpHだけしか測定しておりませんが、そこでは、pHの値が急に下がってきています。これは、あるいは重金属に対すると同じような耐性が獲得されて硫酸の生成が起きているのか、あるいはまた別な

理由によるものなのか、その辺のところははっきりいたしません。ただ、少なくとも60日、71日まではpHもほとんど変化せず、硫酸の生成活動が抑制されている。そういうことになります。

表4・7は、ポリエチレングリコールモノステアレート(非イオン性の界面活性剤)です。この場合は、前述した陰イオン性の2つの界面活性剤に比べて阻害作用は非常に落ちます。よほど濃度の高いものでなければ同じ程度の抑制はなされません。

最後にドデシルトリメチルアンモニウムクロライド(陽イオン性の界面活性剤)について同様の実験をしましたが、これは、 1×10^{-5} モル濃度で硫酸の生成が見られませんでした。死滅したのか、あるいは長期にわたって硫酸の生成が抑制されているのか、それはわかりませんけれども、相対的には、最も抑制作用が強いということがわかりました。これらの結果には、正しくは、すべて用いた培地中という条件がつくことにはなりますが、自然の環境の中では、阻害物質のはたらきを減少・妨害する物質の存在も考えられるので、阻害物質の阻害作用に対する妨害物質についても、少しずつ調べ始めておりました。

猪苗代湖の酸性化抑制と阻害物質

猪苗代湖の酸性化の問題はしばしば論じられ、その対策についての委託調査研究も行われてきておりますが、その内容は、酸性水に対する一般的処理法である、中和法、希釈法、分離法についての検討報告です。そのため、経済性から

表 4・2 - Waksman の培養液

1ℓ	0.1g NH ₄ Cl 1g NaHCO ₃ 0.2g Na ₂ HPO ₄ 0.1g MgCl ₂ 2g S
----	---

表 4・3 - Leathen の培養液

1ℓ	0.15g (NH ₄) ₂ SO ₄ 0.05g KCl 0.05g K ₂ HPO ₄ 0.50g MgSO ₄ ·7H ₂ O Ca(NO ₃) ₂ ·4H ₂ O
----	---

表 4・4 - 重金属イオンによる阻害率

	鉄酸化(2日後)		硫酸化(8日後)	
	Zn ²⁺	Cd ²⁺	Zn ²⁺	Cd ²⁺
1×10 ⁻³ M	30%	87%	100%	100%
1×10 ⁻⁴ M	20%	85%	97%	100%
1×10 ⁻⁵ M	—	—	30%	99%

表 4・5 - ドデシルベンゼンスルホン酸ナトリウムの濃度と生成 SO₄²⁻ 濃度との相関

試料番号	設定日(12/26)	濃度 <mg/ >			
		pH	9日後(1/4)	16日後(1/11)	24日後(1/19)
①	無添加	2.16	2.17 1251	2.21 1277	2.12 1295
②	S	2.16	1.32 5147	1.28 6292	1.21 7303
③	S, ドデシルベンゼンスルホン酸ナトリウム 1×10 ⁻³ M	2.14	2.00 1120	2.07 1177	2.09 1187
④	S, " 1×10 ⁻³ M	2.09	1.99 1225	2.04 1287	2.10 1308
⑤	S, " 1×10 ⁻⁴ M	2.10	1.99 1240	2.09 1293	2.04 1319
⑥	S, " 1×10 ⁻⁵ M	2.13	1.51 2996	1.41 4374	1.33 5083

いって実現するのが難しく、その対策の実施が断念されているように思われます。しかし、今回の調査で、湖の酸性水が温泉水と廃坑地下水の2つより構成されること、しかも酸性水の過半は、廃坑地下水が供給源であり、同時にその成因がバクテリアの酸化生成物によるものであることが判明したわけです。自然湧出する温泉の源泉からの酸性水については、中和、希釈、分離というような一般的処理法以外の抑制法はなさそうに思われますが、廃坑地下水の酸性化の抑制法については、こうした一般的な処理法以外の対策が考えられるのではないかと。この問題は、湖水の酸性化を大きく緩和できる新たな対策、研究課題としてとりあげられるべきことのように考えられます。

また、先に触れました委託研究の報告書によりますと、猪苗代湖水については、pH以外に濃度の高いアルミニウムイオンの魚族に対する毒性が問題であると指摘されておりましたが、アルミニウムイオンの大部分は廃坑地下水から供給されるもので、バクテリアにより生成する硫酸によって2次的に溶出、供給されてくるものと考えられます。したがって、バクテリアの活動の抑制により、同時に制御できる成分のように思われます。

バクテリアの活動抑制には、先づ第一に実行の容易な、現在大気に対して開放状態になっている旧坑道坑口の閉鎖により、バクテリアの活動に不可欠の酸素の供給をできるだけ遮断することが試みられるべきだと思いますが、私は、今まで検討されたことのないもう一つの研究課題

として、バクテリアの代謝、生育、増殖を阻害する化学物質を探索することを1つの目標に置きながら、先に述べましたような実験をしてきたわけです。この場合、耐性の問題は別にして、阻害効果の大きいことと同時に、重金属イオンのような環境汚染、公害などの問題を起すことのない物質、しかも安価なものであることが必須の条件になるのは当然です。先にお話しいたしました界面活性剤についての実験も、これらの化合物が、そのような条件を充足する可能性をもつ有機化合物の1つと考えて、その阻害作用を調べてみたいと思って行なったものです。また、耐性の生じ難い性質、あるいは、阻害作用が自然界の環境中で妨害されることの少い性質のものであることも具備条件であろうと考えられます。

ところが、仕事が緒についたばかりの状態のまま職を去り、途中で実験から遠ざかることになりましたことはまことに残念です。ただ、微生物学の門外漢の私に、バクテリアとその挙動について次々に興味と関心を深めさせ、思わざる体験をしたことは、私個人にとっては非常に有意義であったと思っています。特に無機化学者が、自然界における現象のなかで、純然たる無機化学的現象としてとらえているものの中に、意外にも微生物が重要な関与をしており、それらがみおとされていはいはしまいか、そんな思いの強くなる体験を致した次第です。

編集 時間もなくなりましたのでこの辺で終わりたいと思います。本日は長時間にわたり有難う存じました。

表 4-6 - ラウリル硫酸ナトリウムの濃度と生成 SO_4^{2-} 濃度との相関 <mg/ >

試料番号		設定日(1/27) pH	7日後(2/3) pH	$[\text{SO}_4^{2-}]$ 770	14日後(2/10) pH	$[\text{SO}_4^{2-}]$ 777	44日後(3/13) pH	$[\text{SO}_4^{2-}]$ 800	60日後(3/28) pH	71日後(4/9) pH	80日後(4/18) pH	
①	無添加	2.61	2.68	770	2.68	777	2.65	800	2.63	2.64	2.64	
②	S	2.61	1.62	2778	1.44	4190	1.13	7975	1.08	1.04	0.99	
③	S, ラウリル硫酸ナトリウム	$1 \times 10^{-2}\text{M}$	2.69	2.72	786	2.71	788	2.69	841	2.68	2.69	2.68
④		$1 \times 10^{-3}\text{M}$	2.60	2.64	773	2.62	775	2.62	812	2.62	2.62	2.62
⑤		$1 \times 10^{-4}\text{M}$	2.60	2.63	796	2.61	793	2.61	827	2.59	2.56	1.58
⑥		$1 \times 10^{-5}\text{M}$	2.60	1.58	2952	1.49	3644	1.20	6571	1.15	1.09	1.04

表 4-7 - ポリエチレングリコールモノステアレートの濃度と生成 SO_4^{2-} 濃度と相関 <mg/ >

試料番号		設定日(9/6) pH	5日後(9/11) pH	$[\text{SO}_4^{2-}]$ 454	11日後(9/17) pH	$[\text{SO}_4^{2-}]$ 453		
①	無添加	6.13	7.20	454	8.28	453		
②	S	6.13	3.59	646	2.13	1222		
③	S, ポリエチレングリコールモノステアレート	$1 \times 10^{-2}\text{M}$	6.13	6.69	481	6.90	476	
④	S,	"	$1 \times 10^{-3}\text{M}$	6.12	6.69	481	6.40	541
⑤	S,	"	$1 \times 10^{-4}\text{M}$	6.13	6.99	571	2.56	844
⑥	S,	"	$1 \times 10^{-5}\text{M}$	6.21	6.89	591	2.36	1005



猪苗代湖の熱的效果

渡辺 明 = 福島大学教育学部助教授

はじめに

地面と海面では、同じ太陽放射を受けても、比熱や熱容量が異なるため、日中は、地面上の温度が海面上より高くなり、海面上の大気が陸域へ向う海風が吹く。また、夜間には、地面上の冷却が海面上のそれよりも速いために、相対的に高温域となる海上に向う陸風が吹く。この現象は海陸風循環としてよく知られている。これと同じ現象は、ある程度の大きさを有する湖でも、陸域と湖面との間に同様な温度差が生じるために発現し、それは、湖陸風循環とよばれる。こうした循環の形成は、湖の存在によって熱的差異が湖上と陸域で生じるため、湖が日中は冷却源として、また、夜間は加熱源として大気環境に影響していることを示すものである。これは盛夏、湖から涼しい風が吹いたり、晩秋、温かな風が吹く体験からも理解し得る。ここでは、猪苗代湖が大気環境にどの程度影響を及ぼしているかをできるだけ定量的に示し、猪苗代湖が大気に及ぼす熱的效果について考える。

猪苗代湖の水温分布と変動

湖からの熱輸送は、湖水表面温度と大気との温度差に比例し、かつ、大気安定度に関連する輸送係数に依存する。

まず猪苗代湖の湖水表面温度分布の1例を図1

に示す。これは観測船を定速で走らせ、ほぼ湖面全体をおおう経路において、1分間毎に水温を測定した結果をまとめたものである。観測船による湖水の混合もあるので、ここに示した湖水温度分布は水深50cm程度までの平均水温と考えられる。この日、長瀬川河口からは相対的に冷たい水が猪苗代湖に流入している。この相対的に冷たい流入水の一部は湖北部へ、他は湖心付近へ向って流れている。湖岸は、この相対的に冷水の流入している長瀬川河口を除くと湖心付近より1程度高くなっている。猪苗代湖周辺の湖岸で測定した水温の日較差は、水深が約70cm程度ある上戸浜で約1程度なのに対して、砂浜である天神浜などでは約10と、日較差が気温に近い変動をしている。

最も水温の日変化が少ない湖心付近の水温鉛直分布を図2に示す。表面水温が4に近くなる12月から5月にかけては、測定した水深50mまでほぼ等温層が形成され、全層循環の存在が推定される。また、その他の月では表面付近の水温が高くなり、水深10mから50mの所で顕著な躍層が発達している。こうした躍層の形成深度や全層循環の有無は、その湖の貯熱量に大きく関係する。図2から貯熱量が最大になる8月と最小になる1月の差を求めると、1cm²当り、

46200calで、湖全体では約 4.8×10^{16} calの熱量の差があり、放射や大気運動、水の流入などによって、この熱量が貯えられたり、放出されたりしている。

熱輸送量と蒸発量

猪苗代冷害試験地における1971年から1980年までの平均気温と月平均風速、野口記念館前に設置した長期巻自記温湿度計による月平均湿度、さらに前述の湖水表面温度などから、湖水表面と湖面上大気との熱のやりとりや水蒸気のやりとりをKondo(1975)の方法を用いて計算した。その結果を図3に示す。

顕熱輸送量は1月から7月までが負、すなわち、湖はこの期間平均的に冷却源として大気に影響している。一方、8月から12月までは正の値を示し、加熱源として影響していることがわかる。特に9月、10月に、加熱量が大い。

また、湖からの蒸発等による潜熱輸送量は、4月、5月が負で、他の月はすべて正の値を示している。特に9月は潜熱が湖から大気へ輸送される量が多い。4月から5月にかけて潜熱輸送量が負になるのは、平均的に大気中の水蒸気圧が湖水表面の飽和水蒸気圧より大きいため、大気の水蒸気は湖水表面で冷却され、露結して湖水表面に落下、吸収されることを意味する。

図1 - 湖水表面温度分布

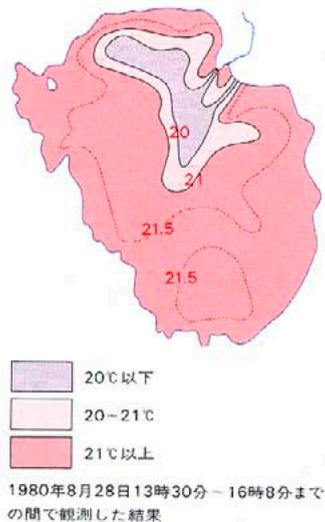


図2 - 月平均湖水温の鉛直分布

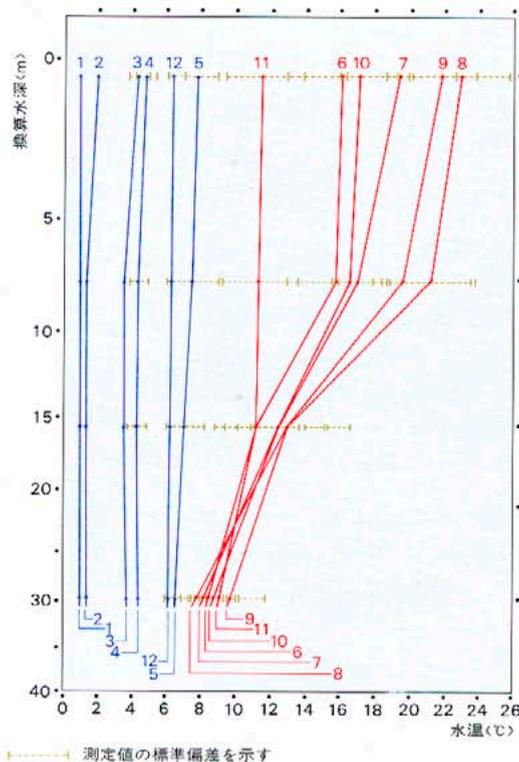
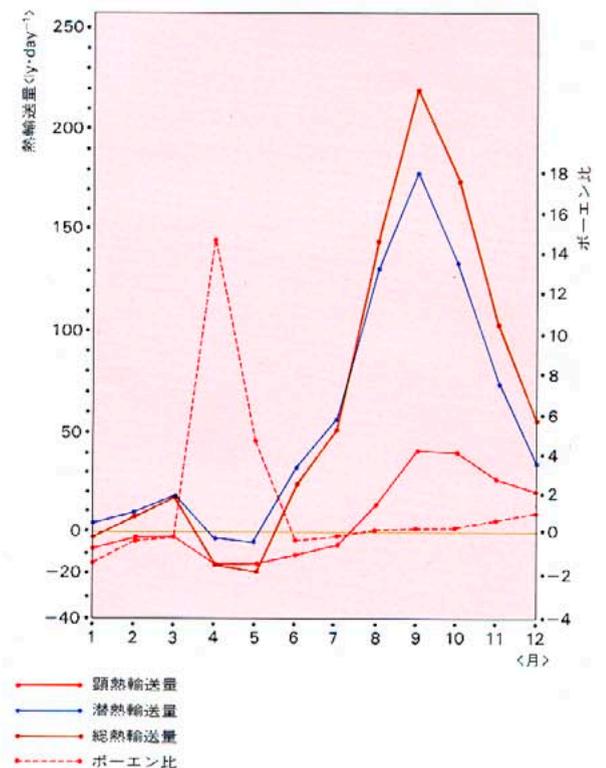


図3 - 顕熱、潜熱輸送量の月変化とボーエン比



また、9月に最も潜熱輸送量が大きくなるのは、湖水表面の温度が高く、気温との差が最も大きくなり、水蒸気圧も湖水表面で大きくなるためである。

これら両者の総和から求められる湖から大気への総熱輸送量は、1月、4月、5月において負となり、湖がこの期間大気に対して冷却源として作用していることを示し、他の月ではすべて正の値となり、加熱源として作用していることが分かる。年間の湖水から大気へ輸送される顕熱輸送量は44561y、潜熱輸送量は207441yとなり、猪苗代地域では湖があるために1cm²あたり252001yの熱が大気へ与えられることになる。この量は湖水全体で 2.6×10^{16} calとなり、ほぼ中型台風のもつエネルギー量に相当する。無論、潜熱のすべてが猪苗代湖周辺の温度を直接上昇させる訳ではない。この平均的な影響力をみるため、福島県内の気象観測所の1941年から1970年までの1月、6月、9月の平均気温と高度との関係を図4に示した。直線は猪苗代冷害試験地の平均気温を基準に気温減率線(1.0/100m)をひいたものである。すなわち、湖からの熱輸送が負になっている1月では、ほぼ大部分の観測所が気温減率線の上であり、冷害試験地が相対的に低温であることを示している。

一方、湖から熱輸送が最も大きい9月は、ほとんどの地点が気温減率線の下にあり、相対的に猪苗代地域が温暖であることを示している。

計算された潜熱量から各月の蒸発量を求めた結果を図5に示す。年間の蒸発量は352mmと竹内、近藤(1981)が計算で求めた549mmより大部少ない値を示しているものの、湖水面全体からの年間蒸発量は 3.7×10^7 tとなる。これは1秒間に約1.2tの水が湖水表面から流出していることになる。

大気変質

猪苗代湖が、熱源として、また水蒸気源として、その周辺の気候環境に影響を及ぼしていることが前述で明らかになった。さらに、ここでは具体的に、猪苗代湖を横切る大気がどの程度の熱や水蒸気を吸収するのか、渡辺(1980)の報告から述べる。

図6は西風の場合と東風の場合の客観解析から求めた東西方向(長浜 志田浜)の気温・比湿の分布を示したものである。

西風時は湖水表面温度が21.1、湖上の平均気温が21.2とほぼ中立状態で、風上と風下の気温差は0.8、水蒸気量の差は0.8g/kg、それぞれ風下で増加している。気温はほぼ湖東部の湖水温度と一致し、水蒸気量もほぼ東部の湖水温

の表面温度の飽和蒸気量に一致している。

一方、東風時は湖水表面温度が23.0、湖上気温が平均19.1と不安定状態であった。風下で気温が1.2、水蒸気量が0.6g/kg増加している。これは風下の湖水温度の84%、水蒸気量の70%に相当している。

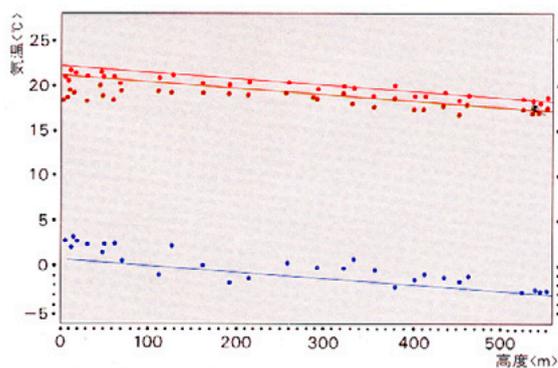
大気変質は大気の安定度にも依存するが、猪苗代を横切る時に必ずしも完全に変質しきっているとは限らない。従って、変質量は長い吹走距離を有する海や湖よりは当然少ない。しかし、このような変質によって猪苗代湖周辺では気温分布や水蒸気量の変化が生じているものと考えられる。

まとめ

猪苗代湖が大気に及ぼす熱的效果について述べた。その結果、猪苗代湖が平均的に加熱源として作用していることが明らかになった。

猪苗代湖周辺では気候的森林としてのブナ林の成立範囲がその周辺より200mから300mほど高くなっていることや、高所にもかかわらず豊かな稲作地帯が成立していることなど、これらは猪苗代湖が加熱源として周辺に作用したり、この加熱作用に伴う霜害の防止効果などに大きく影響されているものと考えられる。

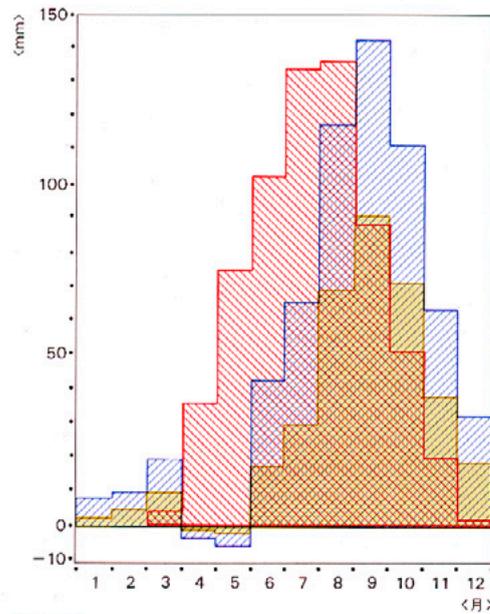
図4 - 福島県内の観測地点の高度別月平均気温



520mの高度が猪苗代冷害試験地の気温

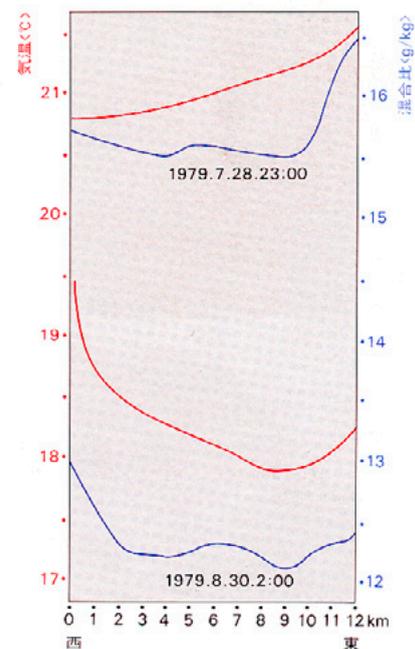
- 1月の平均気温
- 6月の平均気温
- 9月の平均気温

図5 - 蒸発量の月変化



- Thornthwaiteの方法で求めた値
- Jacobsの方法で求めた値
- Kondoの方法で求めた値

図6 - 猪苗代湖上の東西の気温、混合比分布



1979年7月28日23時は西風時
1979年8月30日 2時は東風時

会津・猪苗代両盆地周辺域の新第三系・第四系の代表的露頭

文 = 鈴木敬治 . 写真 = 編集部 (1986年5月撮影)



<p>翁島丘陵に分布する頭無火山泥流堆積物 <猪苗代町長浜東方の国道49号ぞいの切割り> 礫の径が数10cm以下の安山岩の角～亜角礫を多く含み、火山砂や火山灰とともに堆積している。一種の火砕流と考えられる。ところによっては、径数m程度の大きな礫を含み、一般に、風化はいちじるしくなく、新鮮である。この付近では、高度510m以下から600mまでの間に分布する。約5～6万年前頃に堆積したものと考えられている。</p>	<p>佐賀瀬川丘陵の塔寺層と赤色風化殻 <新鶴村佐賀瀬川付近> 会津盆地西縁の一部には、高度250～260mの小さな佐賀瀬川丘陵が分布する。ここには、砂・粘土・凝灰岩などの互層状の地層からなる塔寺層がきわめて緩い傾斜で分布し、かなり深くまで風化を受けている。その上部は、一般に赤色風化殻がかなりの程度に発達する。塔寺層は、更新世中期の約70～30万年前ごろに堆積した地層。</p>	<p>赤井谷地西方の丘陵性山地を構成する脊中炙山層の石英安山岩質凝灰岩 <会津若松市赤井小坂北> 約180～100万年前頃に堆積した下部更新統の脊中炙山層の中部の火砕流堆積物で、角礫と軽石を含む非溶結凝灰岩である。下部に数mの厚さのオレンジ色の降下火山灰層をともなう（写真右端下部）。さらに、この降下火山灰層の下位に、脊中炙山層の下部にあたる、灰色の固結の進んだ非溶結の凝灰岩が分布するが、これも火砕流堆積物である。この地区より北の地域では、脊中炙山層の凝灰岩はほとんど非溶結のものであるが、より南の地域では、ほとんど溶結したものからなる。</p>
<p>只見川ぞいに露出する和泉層と七折坂層下部 <坂下町片門の只見川東岸の崖> この地点では、走向（地層の伸びの方向）はほぼNから30°E、東に30°傾く。左下の砂岩・泥岩の互層の部分は和泉層の上部で、泥岩からは <i>Juglans cinerea var megacineria</i>（オオバタグルミ）や <i>Pterocarya paliurus</i>（パリウルスサワグルミ）を産する。左下を除く画面大半の褐色がかった部分、礫層を主として、間に砂または軟質の砂岩をはさむ七折坂層下部。礫は大～中礫を主とするが、巨礫も含む。上部にオレンジ色がかった部分が僅かにみえるが、ここから上に、七折坂層を不整合におおって段丘堆積物、さらにその上位に沼沢軽石質砂層が不整合に重なって分布する。</p>	<p>阿賀川ぞいに露出する七折坂層下部と長井層 <坂下町袋原における阿賀川北岸> 砂（岩）や泥（岩）をはさむ下部更新統の七折坂層下部の礫層。西へ約30°傾く。礫は大・中礫を主とする。挟有される泥（岩）からは、オオバタグルミの堅果化石を大量に産出した。上位に、傾斜不整合でかさなる礫と砂を主とする地層は更新世後期の段丘構成層で、長井層に属する。その上に、白っぽくみえている部分が、長井層面をおおう約5,000年前の沼沢軽石質砂層であるが、この部分は淘汰が良好で風成層の疑いもある。</p>	<p>阿賀川ぞいに露出する和泉層と七折坂層最下部 <坂下町長井における阿賀川北岸> 左端に礫層があるが、これが七折坂層の最下部の礫層で、露頭の七折坂層はこの礫層の上位になる。この礫層の下位には、軟質の砂岩・泥岩の互層を主とし、亜炭をはさむ和泉層の上部がつづいて重なっている。礫層は、浸食面と考えられる凹凸面を境にして和泉層の上にかさなるが、和泉層が大きく欠如している様子はない。このような凹凸面は、七折坂層や和泉層中にはしばしばあらわれる。和泉層は約400万年～約200万年前頃に堆積した鮮新統で、この層の上部からは、淡水生の貝・水草および樹木の遺体がよく産出する。</p>
<p>会津盆地西縁山地における藤峠層下部 <高郷村漆窪南方の林道の切割り> 走向N20°E、東に60°急傾斜する藤峠層の下部。砂岩・泥岩・細粒凝灰岩などからなる互層状の地層で亜炭層をはさむ。この露頭は、中新世後期末の約700万年前頃の地層で、基本的には16～17回の粗粒砂岩・中・細粒砂岩・泥岩（亜炭をはさむ）にいたるサイクロセム（小堆積輪廻層）からなる。左方では傾斜が緩くなるようにみえているが、これは、切割りの面の方向が地層の走向にちかくなっているため、見掛け上ゆるい傾斜があらわれるためである。中・上部の6つの層準の泥岩から植物化石を産している。</p>	<p>標式地における塩坪層 <高郷村塩坪（画面の阿賀川は手前側が上流）> 手前の河床ちかくと山肌をのぞかせている部分が塩坪層上部で、走向はN30°～40°E、東に20°～30°で傾く。塩坪層上部は中粒砂岩を主とし、多くのサンドパイプや貝化石を含む浅海に堆積した地層である。下流側を河中に地層がみだして露出する部分は、塩坪層下部の砂岩の優勢な泥岩との互層で、下部に凝灰岩の多い部分がある。互層中の砂岩から耶麻型動物化石群とよばれる貝化石群集を多産する。塩坪層は、中新世後期後半の約800万年前頃の地層で、この地層の堆積以降、会津地域が海域となることはなかった。</p>	<p>西会津町東部の漆窪層上部の硬質黒色泥岩 <西会津別茶屋付近の国道49号ぞいの切割り> 走向N20°E、東に60°で急傾斜する地層で、細粒凝灰岩などの薄層（白い部分や黄色の部分）をはさむ。この付近では、地層の厚さは70m～80mである。Cyclaminaほかの有孔虫や貝化石を産し、中新世中～後期（約1,200～900万年頃）に堆積したと考えられている。上部はシルト質となり、いくらか軟質となる。</p>
<p>会津盆地西縁山地の萩野層 <磐越西線荻野駅西方の石切場> 萩野層は、おもに鮮明な淡緑色の各種の凝灰岩よりなり、成層状態の明瞭なところが多い。約1,500万年前頃の海底火山活動の産物で、萩野層と同層準の凝灰岩類は会津盆地周辺に広く分布する。より古い時期の滝沢川層や闇川層などの緑色凝灰岩とは、色調・変質の度合などで特徴を異にする。萩野層中・下部の緑色凝灰岩は、石材として切りだされ、萩野石の名で知られている。</p>	<p>萩野層中部の淡緑色凝灰岩層で、かなりよく成層している。石英片や火山ガラスの礫が多い酸性の凝灰岩である。萩野層下部の淡緑色凝灰岩のアップ。岩質は中部のものと同じ。数cm以下の火山ガラス礫を多く含む部分と少ない部分とが成層している。級化しているところも多い。</p>	<p>猪苗代湖東岸山地北部の破砕された淡緑色凝灰岩、大久保層（上戸凝灰岩） <猪苗代町上戸> 川桁断層のすぐ東側の山地域に分布する凝灰岩からなる上戸凝灰岩層の一部であるが、いちじるしく破砕されている。川桁断層の形成に関連して生じた破砕構造であろう。画面の中央部には、すべり面と考えられる鏡肌がみられる。萩野層と同じ層準の地層の一つである。</p>