

2600年 B.P. に発生した泥流であると推定されている⁽³⁾。また、こうした泥流の流下によって、谷が埋積されたり、あるいは谷がせき止められて湖が生じたりするといった現象が起きていたのである⁽³⁾。

段丘堆積物は主として子吉川沿いにみられる。高度 40～50 m の中位段丘を構成する段丘礫層と高度約 10 m の低位段丘を構成するシルト層および礫層がある。礫質堆積物は帯水層として期待されている(図2-2-27, 表2-2-12)。砂丘砂は主として現在の海岸沿いに分布しているが、古砂丘砂と考えられるものが内陸部にも点在している(仁賀保町横根付近: 海拔高度約 20 m, 金浦町前川: 海拔高度約 60 m, 本荘市琵琶堤周辺: 海拔高度約 190 m)。

沖積層は、現在の河川沿いの低平地に分布しているもので、泥炭質シルトおよび粘土からなるが、海岸近くでは飛砂の混入がある。また、白雪川の中流域では、砂層を挟む砂礫層となっている。層厚はあまり大きくないと考えられているが、西目盆地では最大 30 m に達する。

(2) 地下水

本荘平野の水利用は現在のところほとんど農業用に限られ、その水源として、河川および溜池などの地表水が利用されている。本地域の地下水の利用は今後の課題である。

農業用水の地下水利用は金浦町においてのみみられる。井戸数は7本、揚水量は年間 15,000 m³ (うち、かんがい用は 1,000 m³)、かんがい面積は 1 ha ほどである⁽¹⁾。これに対して、子吉川流域では、地下水の利用はまったく行われていない。子吉川からの取水量は最大 47 m³/s で、かんがい面積は 1 万 ha である⁽²⁾。また、本荘平野の有効貯水量 1 万 m³ 以上の溜池の数は約 180 で、その総貯水量は 1,400 万 m³ である⁽²⁾。

西目層は、層相からみて帯水層となる可能性は最も大きい。しかし、十分な採水を行うには、西目地区のような盆地構造が必要である。

鳥海火山噴出物(泥流)中に、現在、自噴水を得ている井戸があるが、詳細は不明である。泥流が埋積した化石谷や泥流の間隙などからの採水が期待されるが、分布は複雑であろう。

段丘堆積物および沖積層のうち段丘礫層は透水性が大きいですが、十分な涵養が行われておらず、量的には期待できない。むしろ、現河川に関連した砂礫層中の不圧地下水の方に期待がもたれる。

(工藤周一)

参 考 文 献

- (1) 東北農政局計画部資源課(1978): 農業用地下水利用実態調査報告書(資料集), 東北農政局
- (2) 国土庁土地局国土調査課(1975): 秋田湾地域主要水系調査書, 国土庁土地局
- (3) 加藤萬太郎(1978): 秋田県の第四紀層の¹⁴C年代と象潟泥流について, 秋田県立博物館研究報告, No. 3, p. 56-63
- (4) 打木弘一(1981): 秋田県由利郡西目町地域の地質, 東海大学海洋学部卒業研究論文
- (5) 浜野佳行(1981): 鳥海山北麓西目地区における電気探査—西目地区地下水開発—, 東海大学海洋学部卒業研究論文
- (6) 沓沢 新(1976): 出羽丘陵地域地質図および同説明書, 東北農政局計画部
- (7) 工藤周一(1982): 本荘平野, 青森県および秋田県水文地質図集, p. 83-89, 東北農政局計画部

6. 庄内平野

(1) 地形・地質

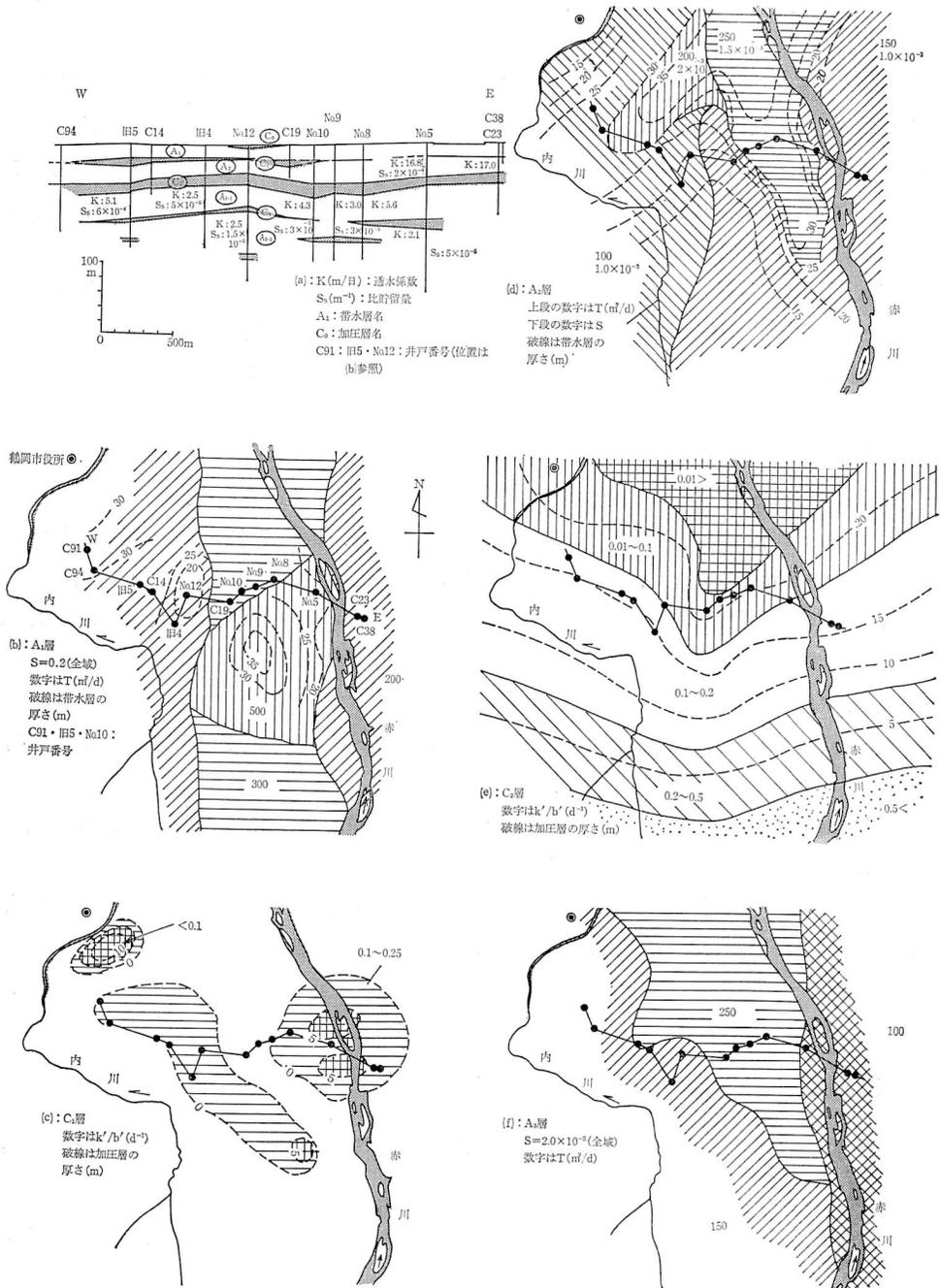


図 2-2-28 鶴岡市街地付近の地質断面<(a)>, 帯水層の透水係数分布<(b), (d), (f)> および加圧層の漏水係数分布<(c), (e)>

(鶴岡市, 東海大⁽²⁾による)

庄内平野南部には、北流する赤川の東西に低地が発達し、粘土、砂、礫などからなる庄内層群が厚く堆積している。赤川中、上流部には、断片的に段丘が発達している。

海岸沿いには幅約 3 km、最高点標高 77 m を有する庄内砂丘が発達し、新、古 2 つの砂丘に区分されている。庄内砂丘は、東部と西部にほぼ南北に走る高まりがあり、その間に凹地が発達している。

(2) 地下水

A. 鶴岡市街地付近

鶴岡市役所の南東部、赤川と内川の間の井戸資料をもとに、そのほぼ東西方向の地質断面図を示すと図 2-2-28 (a) のとおりである。これによると、低地下約 200 m 以内には、A₁、A₂、A₃ の 3 層の帯水層と、C₀、C₁、C₂、C₃ の 4 層の加圧層が発達する。また、A₃ 層は、連続性が必ずしもよくない加圧層 C₃ 層によって、A₃₋₁ 層と A₃₋₂ 層に二分される (図 2-2-28 (b)~(f))。

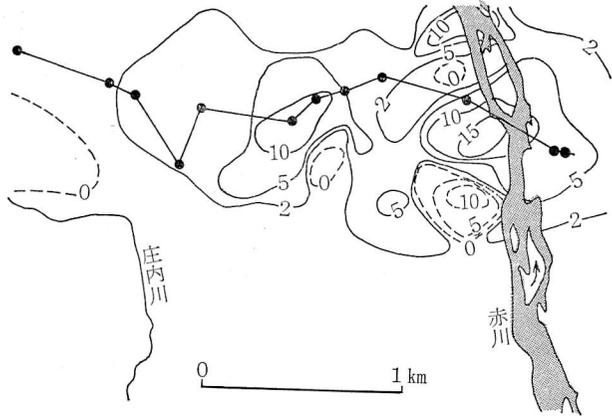


図 2-2-29 現況揚水状態での漏水量
(単位: mm/d, 実線は A₁ 層から A₂ 層への漏水量, 破線は A₂ 層から A₁ 層への漏水量, 鶴岡市, 東海大⁽²⁾による)

C₀ 層は層厚 10~40 m の泥炭を混じえる軟弱な粘土層である。連続性に乏しいところがある。A₁ 層は、層厚 15~35 m の透水性の砂礫層 (扇状地性堆積物) で、不圧地下水を含んでいる。透水量係数 200~500 m²/d を示し、とくに、その値は赤川左岸沿いの幅約 1 km の範囲で大きい。貯留係数は、全域 0.2 と算出された。C₁ 層は、深度 25~30 m 付近に存在する層厚数 m から 10 m の粘土層または礫混じり粘土層で、連続性はあまりよくない。このため、A₁ 層と C₁ 層直下の A₂ 層の地下水の水圧変化に伴う漏水現象を起しやすい。漏水係数は 0.25/d 以下である。図 2-2-29 は C₁ 層を通る漏水量を図化したものである。これによって、赤川左岸沿いでは、A₁ 層から A₂ 層へ向かう漏水と、その逆方向の漏水が日量 10~15 mm も生じている。A₂ 層は深度 25~60 m 前後に存在する砂礫層である。赤川沿いに厚層になる。被圧帯水層系を構成し、透水量係数 100~250 m²/d、貯留係数 (1.0~2.0) × 10⁻³ 程度と算定されている。C₂ 層は深度 60~75 m 付近にある厚さ 10~15 m の連続性のよい粘土層である。厚さは、全体として赤川扇状地の扇央部から扇端部に向かって減ずる傾向が認められる。漏水係数は 0.5~0.01/d である。A₃ 層は深度 70 m 以深に広く分布する粘土混じりの砂礫層を一括していう。部分的に発達する粘土の薄層 C₃ 層によって、上位の A₃₋₁ 層と A₃₋₂ 層に区分される。井戸資料に乏しく詳細は不明であるが赤川左岸沿いに带状に透水性のよいところが認められる。透水量係数は 100~250 m²/d、貯留係数は 2 × 10⁻³ と算出された。

井戸は A₁~A₃ 層までを採水対象とし、多層採水井が多い。揚水試験時の揚水量は、1 井当り 1,100~3,000 m³/d となっている。1978 年 10 月の揚水時の地下水面は、A₁ 層、A₂ 層、A₃ 層中のものともよく類似している。すなわち、A₁ 層および A₂ 層中の地下水面は、No. 5 井付近に

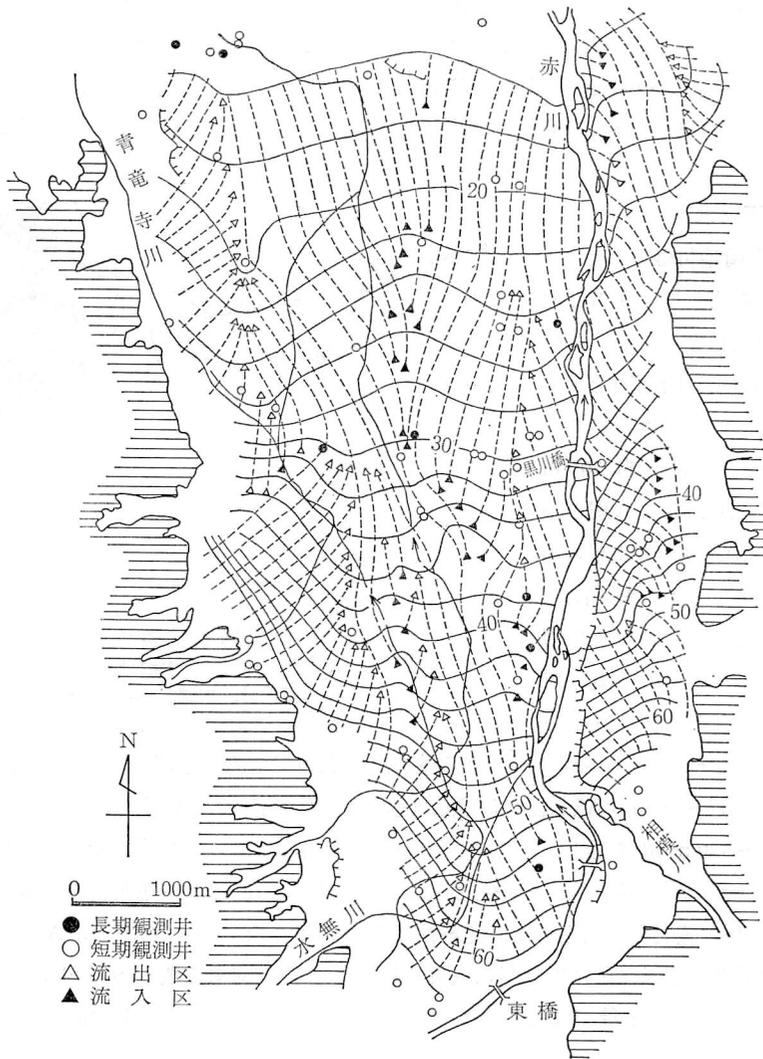


図 2-2-30 赤川中流域の流線網
(1978年11月29, 30日, 単位: m, 鶴岡市, 東海大⁽²⁾により作図)

南北約 1 km にわたって標高 10 ~ 12 m の盆底を有する凹部が生じるほかは、調査地北限で約 10 m、南限で約 24 m の等高線がほぼ東西に走る形を呈し、南方でやや地下水面の勾配を増している。A₃層中の地下水面は、No. 5 を通ってほぼ東西に伸びる長さ約 1 km の盆状部が生じている。このことを除けば、その地下水面は調査地北部で標高約 10 m、南部で約 24 m を示して、A₁ および A₂ 層中のものとその形をほぼ等しくしている。

B. 赤川扇状地

赤川扇状地は透水性に富む砂礫層によって構成され、同層は鶴岡市街地の A₁ 層に連続する。この扇状地砂礫層中には不圧地下水が含まれる。

不圧地下水は当地域北端部で約 1 m、南端の扇頂部で約 6 m の深さにあり、地形面勾配がや

や急であるが、全体的に地下水面と地形面の形態は類似している。地下水面は、赤川沿いないし赤川左岸沿いと、青竜寺川下流部右岸から同川上流部左岸に沿って、浅い地下水面のくぼみが発達する(図 2-2-30)。各くぼみに向かってそれぞれの両側から地下水が流入し、これらくぼみ部は帯状の地下水流出区を形成している。また、地下水面の凸部は地下水の流入区となっている。

赤川右岸に発達する段丘構成層中には、赤川沿いとは異なる地下水体が含まれ、段丘面の形状に調和した地下水面を形成している。

C. 庄内砂丘南部

庄内砂丘の構成砂は、いわゆる庄内層群の上位に不整合に重なっている。その基底面は東部で標高 0 m、西部で -20 m 以下を示し、東から西へ緩く傾斜している(図 2-2-31)。同層群上面には、東西に走る 2 本の小谷が認められる。砂丘中には、厚さ数十 cm、極暗褐色の腐植質砂より古土壌が挟まれる。その上位には、古土壌をわずかに削り、原地形面に平行して重なる厚さ 5~15 cm の粘土層が重なることがある。古土壌の上面もしくは粘土層中にはよく炭質物が伴わ

表 2-2-13 砂丘地下の帯水層係数と採水可能量(農林省⁽³⁾による)

帯水層名	厚さ	構成物	T (m ² /s)	k(m/s)	S	採水可能量(m ³ /s)
新砂丘	数m	砂	7.7×10 ⁻³	2.1×10 ⁻³	0.19	6.1×10 ⁻³
古砂丘	15m±	砂	7.3×10 ⁻³	4.8×10 ⁻⁴	0.15	4.3×10 ⁻²
“庄内層群”	22~28m	砂礫	7.1×10 ⁻³	2.6×10 ⁻⁴	—	2.5×10 ⁻²

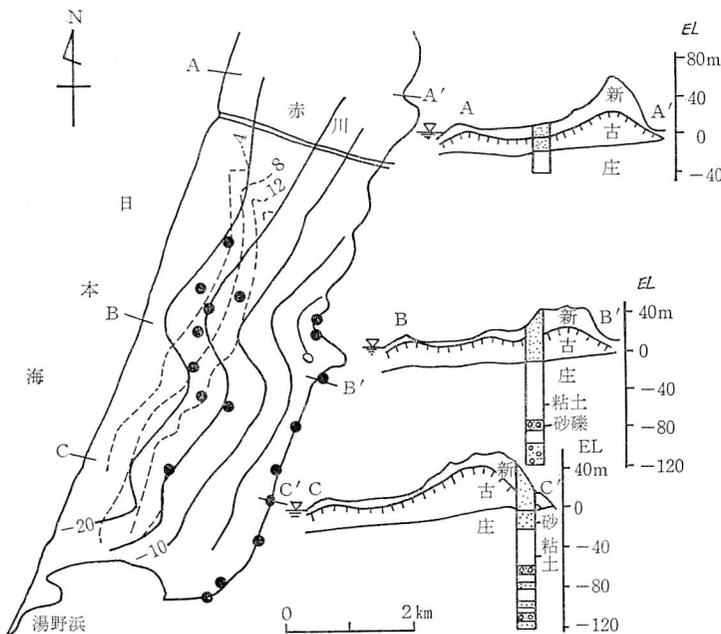


図 2-2-31 庄内砂丘南部の地質構造と地下水面等高線(農林省⁽³⁾による)
 新: 新砂丘, 古: 古砂丘, 庄: 庄内層群, 実線: 古砂丘基底面標高(m), 点線: 不圧地下水面標高(m), ●印: 湧水

れ、これから $3,550 \pm 100$ 年 B. P. (GaK-1235) の ^{14}C 年代が得られている⁽⁴⁾。以上のことから、庄内砂丘は新古2つの砂丘に区分され、古砂丘は少なくとも約 3,500 年 B. P. までに、新砂丘はその後に形成されたと考えられる。

古砂丘は庄内砂丘の骨格をなし、東部と西部に高まりを有してほぼ南北に連なっている。同砂丘砂は新砂丘の砂に比べてやや黄褐色を呈する。粒径は $0.3 \sim 0.4$ mm, N 値は 50 前後を示す。新砂丘は古砂丘のつくる地形を修飾するように重なる。一般に、細礫混じりの粗砂と細砂が互層する灰色砂よりなり、N 値は 10 前後である。

地下水は両砂丘砂中に不圧地下水として含まれる。砂丘砂に挟まれる粘土層は薄く、かつ連続性が必ずしもよくないために、両砂丘砂中の地下水は連続しているとみなせる。しかし、局地的には、上述の粘土層が一定の広がりを示し、新砂丘砂中の不圧地下水は宙水を形成することがある。

なお、いわゆる庄内層群の砂礫層中には、被圧地下水が含まれている。同層群を含めた帯水層係数と揚水可能量を一括して示すと表 2-2-13 のとおりである。

砂丘砂中の自記地下水位記録と降水量とから、降水量 p と地下水位上昇量 h の関係を求めると $h = 2.56p - 0.08$ となり、有効間隙率 39% となる。この値は、揚水試験から求められる値の約 2 倍となっている。

砂丘砂中の地下水は、直径 $5 \sim 7.5$ cm, 深さ数 m の塩ビ管や鉄管かなる管井によって揚水されている。井戸は庄内砂丘中央の凹地部と東端部に密集し、1975 年には赤川以南で 249 本を数えた。地下水は主に砂丘地農業に供されている。

砂丘凹地部の地下水面は東から西へ緩斜し、その標高は東部で 18 m 以下、西部で 4 m 以下となっている。地下水位は 6 月と 10 月に最も低く、12 月下旬から 3 月上旬までと、梅雨および秋雨、台風期に高い。このことは、地下水が降雨、降雪によって直接かつ短時間のうちに涵養されることを示している。

砂丘地下の水文地質構造から、地下水の大量採取に伴って海水を容易に呼び込む可能性がある。動水位を海水準以下にする採水に際しては、このことに十分留意する必要がある。

なお、1975 年時点の各帯水層中の地下水の Cl^- 濃度は、新砂丘で $31 \sim 35$ ppm, 古砂丘で 28 ppm, いわゆる庄内層群で $75 \sim 425$ ppm であった。

(中馬教允)

参 考 文 献

- (1) 柴崎達雄 (1978): 鶴岡市水道水源井拡張計画の検討——とくに採水計画について——
- (2) 鶴岡市水道部・東海大学海洋研 (1980): 鶴岡市水道水源井拡張計画の検討——総合報告——
- (3) 東北農政局計画部 (1968): 農業用大規模地下水調査庄内砂丘地区調査報告書
- (4) 中馬教允・高橋 一 (1968): 山形県庄内砂丘の古砂丘の絶対年代——日本の第四紀層の ^{14}C 年代 XL——, 地球科学, Vol., 22, No. 1

7. 北上盆地

(1) 地形・地質

北上盆地は岩手県の中央部を北から南へ流下する北上川沿いに形成されている。