

参 考 文 献

- (1) 久野 久 (1954): 火山及び火山岩, 岩波全書
- (2) 山陰第四紀研究グループ (1969): 山陰海岸地域の第四系, 日本の第四系, 地団研專報 15
- (3) 中国四国農政局 (1971): 大山山麓地区国営総合農地開発事業基本計画参考資料地質地下水編
- (4) 岡山農地事務局 (1960): 弓浜半島農業水利計画地下水調査書 その1, その2
- (5) 中国四国農政局 (1978): 農業用地下水利用実態調査報告
- (6) 中国四国農政局 (1981): 鳥取県水理地質図
- (7) 鳥取県 (1974): 鳥取県水理地質図

3. 能義平野

(1) 地形・地質

能義平野は鳥根県東部を代表する平野で、飯梨川、伯太川などの沖積作用によって形成され、地下水もこの両河川と関係して比較的豊富である。現在は、山佐ダム、布部ダムによる流量調節が行われ、松江、安来両市をはじめ、周辺地域の生活用水がこの平野の地下水に大きく依存している。将来を含んで、これらの地域の開発、発展にとって、この平野の地下水のもつ意味は大きいものがある。

本地域は、一般に能義平野と称される沖積平野である。図2-7-8に示すように、その背面は花崗岩および新第三紀層の山地が直接この平野にのぞみ、前面は中海に限られている。平野のほぼ

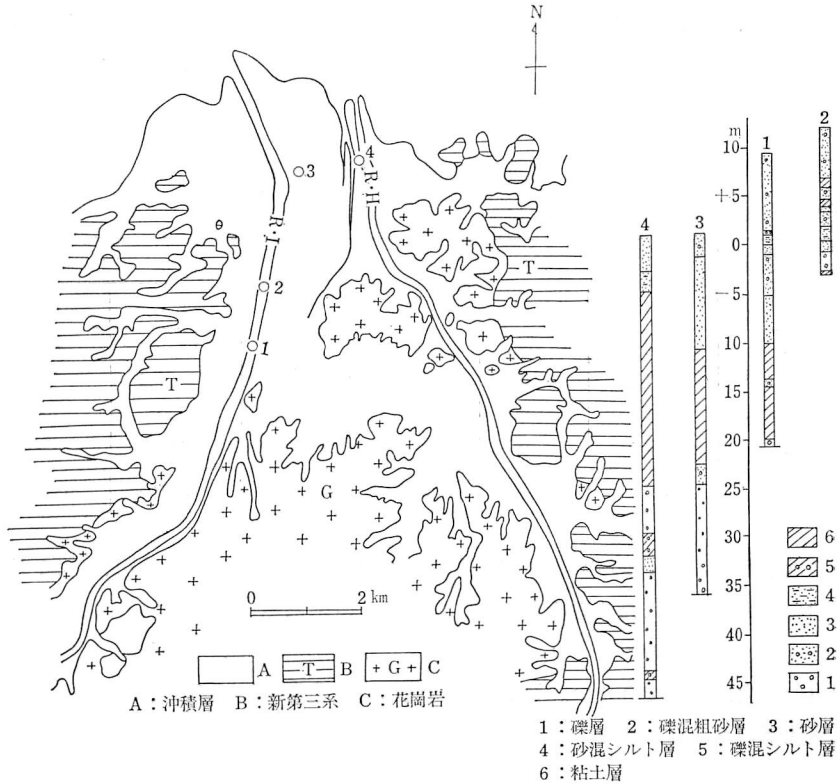


図2-7-8 能義平野とその周辺の地質図

中央部に飯梨川が、その東側に伯太川がそれぞれ北流して中海にそそいでいる。

平野部の表面は凹凸の少ない平坦な地形で、図2-7-9に示すように、上流側から下流側にわずかに傾斜しながら中海にのぞんでいる。

平野の基盤岩は、いわゆる白亜紀～古第三紀の花崗岩（細粒黒雲母花崗岩）、新第三紀中新世の波多亜層群相当の安山岩および同質火山砕屑岩からなる。図2-7-8に図示された地点における基盤深度と、その上に堆積している地層の性格を示した。図2-7-10は、この平野のボーリング柱状図から作成した基盤岩の深度分布をマイナスの標高で示したもので、とくに古飯梨川の溺谷の様子がよく示されている。

図2-7-8にその代表的例が示されているが、基盤岩を覆って礫層、礫交り粗砂層が分布し、それをさらに粘土層が覆って堆積している。ただ、2地点のよ

うに、基盤の高度が高いところでは粘土層を欠いている。この粘土層の上位には、再び砂層や礫交り砂層が堆積する傾向がある。図2-7-11は、この地域のボーリング地点とその地質柱状図であるが、以上述べた傾向が全体に拡大されていることを示すものといえよう。

ここで、粘土層を挟んで下位の礫層、礫交り粗砂層を主とする一連の堆積物を下部砂礫層、粘土層の上位の砂層、礫交り砂層など一連の堆積物を上部砂礫層と呼んでおく。このように、一応の定義を与えられた下部砂礫層は最終氷期の低位海水準に対応して形成された河谷あるいは扇状地堆積物とみられる。したがって、その厚さは基盤岩の地形によって大きく左右され、結果的に、図2-7-10の基盤岩深度の大きい場所で厚く、その深度の小なる場所で薄くなる傾向がある。下部砂礫層を構成する物質は花崗岩山地から流下したものが多く、花崗岩質岩石の円礫、砂などに著しく富んでいる。礫の大きさは5 cm以上に達するものも珍しくない。

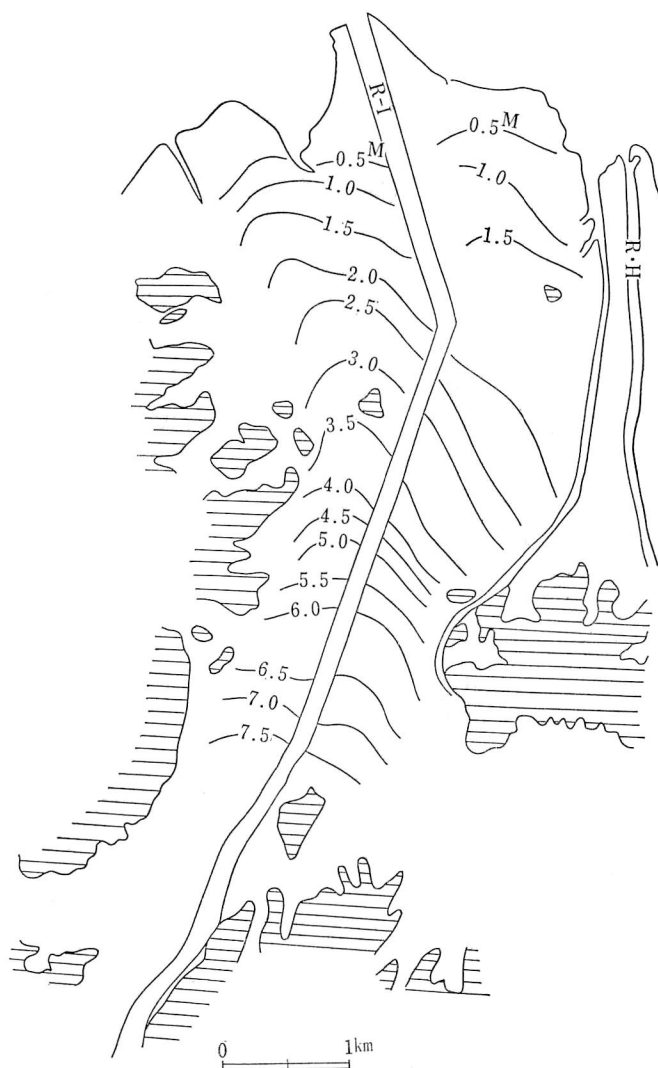


図2-7-9 能義平野の地形（標高分布）

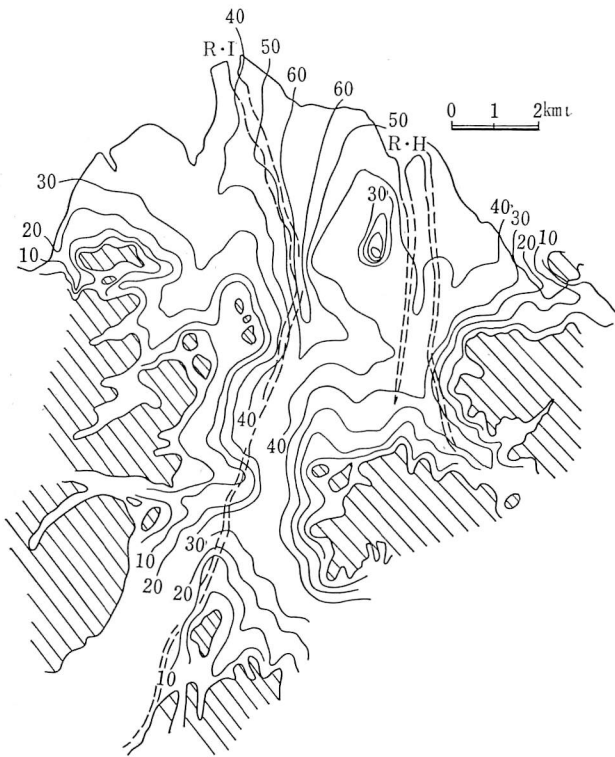


図2-7-10 能義平野における基盤岩の深度分布
(マイナスの標高で示す)

河川の流路の変遷がしばしば行われていることも考慮しておく必要がある。

下部砂礫層を覆う粘土層は黒灰色の有機物に富むもので海棲貝化石を含んでおり、縄文海進時の堆積物とみられる。一般に、基盤岩深度の大きい中海側で厚く、上流で薄層となって次第に欠けてくる。

上部砂礫層は、弥生時代から現代にかけての海退時の堆積物とみられ、場所によって上述の粘土層をけずり込んで堆積している。おそらく現今における飯梨川、伯太川とも密接な関係をもって堆積したと考えられる。その後、堤防の構築によって天井川となるが、図2-7-12 a, bはその関係をよく示している。上部砂礫層の分布については、中海沿岸に沿う土地造成のため、

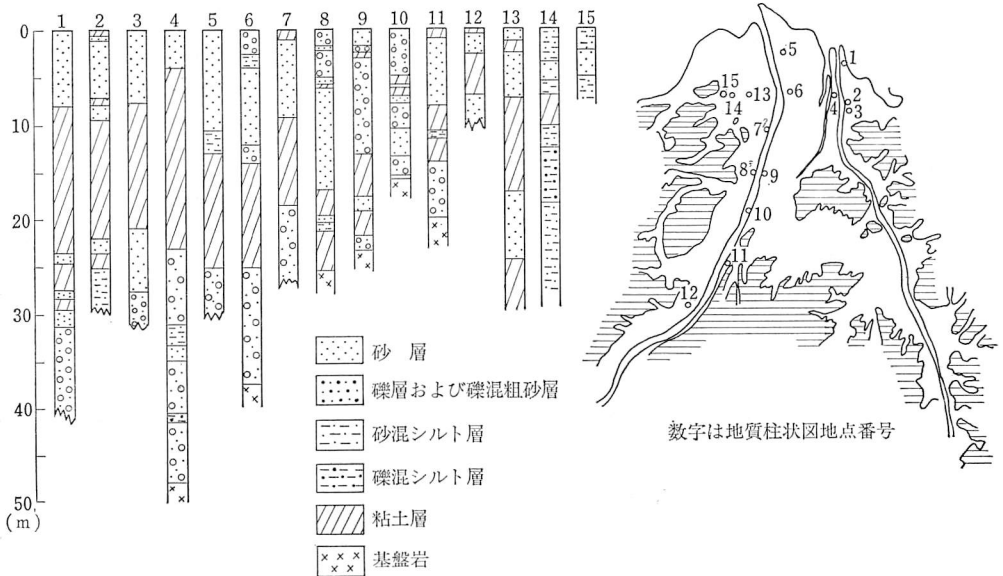


図2-7-11 ボーリング地点地質柱状図

(2) 地下水

下部砂礫層の基盤をなす花崗岩や新第三紀層は特別な場合(断層など)を除いて、容水地盤となり難い。下部砂礫層は、前述のように、最終氷期とかかわる河川堆積物であり、更新世末期の堆積物である。その厚さは、基盤地形と密接な関係があるのは当然で、基盤岩類の深いところほど厚く、地下水も豊富である。ほぼ、典型的な被圧地下水として胚胎し、各所に自噴井が散在していた時期があった。上部砂礫層は厚い海成粘土で下部砂礫層と境される。弥生から現代にかけてのやや相変化が激しい堆積物である。不圧地下水としての性格をもち、直接的に地表水、降水、かんがい用水とかかわっている。

下部砂礫層は、前述のごとく、最終氷期の低位海水準に応じて形成された基盤岩の浸食谷上に堆積した陸成層で、図2-7-10に示した基盤岩の地形とその厚さは密接な関係をもっている。

下部砂礫層は、結論的には更新世最末期の堆積物で、やや締まった感じを与えるが、被圧地下水を胚胎し、工業用水として使用されている



図2-7-12 (a) 飯梨川河床と両岸における標高測定地点 (図2-7-12 (b)参照)

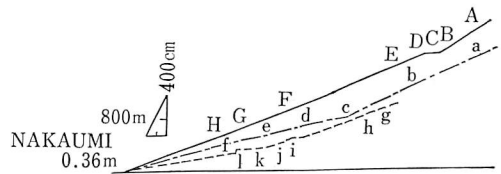


図2-7-12 (b) 飯梨川河床面と両岸の標高断面 (図2-7-12 (a)参照)

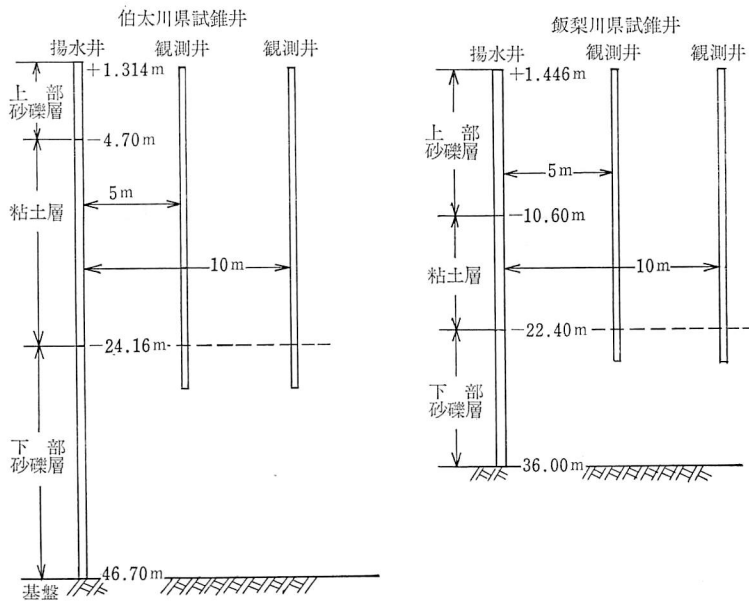


図2-7-13 揚水試験における井戸の配置

表2-7-9 揚水試験資料

	飯梨川県試錐地点 (揚水量から)	伯太川県試錐地点 (自噴量から)	伯太川県試錐地点 (揚水量から)
Q	0.004519 m ³ /s	0.00253 m ³ /s	0.007216 m ³ /s
m	12.5 m	12 m	12 m
S_1-S_2	0.33 m	0.222 m	0.383 m
r_1	5 m	5 m	5 m
r_2	10 m	10 m	10 m
P	0.000120 m/s	0.000104 m/s	0.000173 m/s

例もある。

図2-7-8に示した3および4地点で、この堆積物の性質を把握するために試錐が行われ、図2-7-13のような配置で揚水試験を行った。その結果、表2-7-9のような値が得られた。この表の Q は揚水量、 m は下部砂礫層中で純粋に帯水層とみられる部分の厚さ、 S_1 は r_1 に対応する水位降下量、 S_2 は r_2 に対応する水位降下量、 P は透水係数を示す。 P の算出には次のような式を使用した。

$$P = \frac{0.366 Q (\log_{10} r_2 - \log_{10} r_1)}{m(S_1 - S_2)}$$

上部砂礫層は縄文海進に伴う粘土層を覆って堆積したもので、現在の堆積物と直接的に連続するものである。一般に、花崗岩砂を主とする粗砂質の堆積物ではなはだルーズなものであるが、しばしばシルトなど粘土質堆積物の薄層を挟むことがある。これを帯水層とする地下水は不圧地下水であるが、降水、地表水、かんがい用水などと直接的にかかわりをもっている。

安来市の矢田水源井構築時に測定した上部砂礫層の透水係数 P は、帯水層深 $m=8$ m、揚水井から $r_1=9.2$ m、 $r_2=24.2$ m 地点の観測井の水位降下量はそれぞれ $S_1=0.085$ m、 $S_2=0.05$ m、 $h_1=m-S_1$ 、 $h_2=m-S_2$ として、 $P=0.0017$ m/s が得られた。ただし、この算定に際しては、次式を用いた。

$$P = \frac{0.732 Q (\log_{10} r_2 - \log_{10} r_1)}{(h_1 + h_2)(S_1 - S_2)}$$

さらに、飯梨川下流、旧赤江水源付近では、上部砂礫層の層厚は約9 mで、帯水層厚は8 mとなっている。旧赤江水源は、その上部で、水深2.5 mの深さで井底から湧出せしめる井戸を構築し採水していた。井戸半径 $r=1.5$ m、水位降下量 $S=1$ m に対して、揚水量 $Q=0.0188$ m³/s が得られていた。これから

$$P = \frac{0.25 Q}{S r}$$

を使って P を求めると $P=0.00313$ m/s となり、矢田水源付近の透水係数の約1.8倍を得る。

以上のとおり、下部砂礫層と上部砂礫層の透水係数が算出されたわけであるが、およその値として、上部砂礫層は下部砂礫層の10~20倍の値をもち、それほどルーズな組成をもっているといえるし、同時に、堆積後の経過年数がよく反映されているというべきかもしれない。

地下水、とくに不圧地下水の供給源は、主として飯梨川と伯太川の伏流現象によるもの、降雨

表 2-7-10 飯梨川の流量と地下への浸透量

地点 測定年月	上流側 流量 m ³ /d	下流側 流量 m ³ /d	本区間に おける地表 採取量 m ³ /d	浸透量 m ³ /d	区 間 距 離 m	地 点 明 細
1956・2	790,560	746,496	—	44,064	900	上流側: 田頼水源地上流 700m 下流側: 田頼水源地下流 200m
1956・9	746,582	576,288	60,998	109,296	1,400	上流側: 下流地点上流 1,400m 下流側: 赤江水源地横
1961・8	98,441	0	1,814	96,626	3,500	上流側: 矢田橋下流 300m 下流側: 鉄橋上流 1,000m

表 2-7-11 能義平野の気象資料

項 目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
平均降水量 (mm)	162.1	172.5	153.5	123.4	134.7	220.7	259.5	143.8	230.5	143.8	135.8	113.6
平均気温 (°C)	3.8	4.0	6.8	12.2	16.8	20.6	25.0	26.1	21.8	15.7	11.8	6.5
蒸 発 量 (mm)	34.1	37.8	65.2	103.9	125.4	121.1	145.8	174.8	100.2	76.7	50.6	33.2

の浸透によるもの、かんがい期におけるかんがい用水の浸透が考えられる。

飯梨川からの浸透量は、上、下流における流量の同時測定を実施し、その差を浸透量と考えた。測定結果は表 2-7-10 のとおりである。1956年2月と9月における浸透量を平均すると、100 m 当り 1 日 6,325 m³ となり、この地域の飯梨川の延長を 6,000 m とすると、単純にほぼ 380,000 m³/d の地下水転換が行われていると考えられる。ただ、夏期には、平野の中流部ですでに流水をみない日もあって、これを考慮するとむずかしくなるが、測定時のように、この期間を 30 日として、日量およそ 90,000 m³ が地下水転換を行うものとする、1年を通して、

$$(380,000 \text{ m}^3 \times 335 \text{ 日}) + (90,000 \text{ m}^3 \times 30 \text{ 日}) = 127,300,000 \div 130,000,000 \text{ m}^3/\text{年}$$

が飯梨川による地表水の地下水への転換量であるといえよう。前述のとおり、上部砂礫層がルーズであること、天井川としての性質が河口まで延長することなどを考えると、この値のもつ意味を理解することができる。

一方、伯太川は少なくとも天井川化しておらず、地下水への浸透量は少ない。上流の山辺切割地点での流量 122,420 m³/d、下流 3,000 m 地点での流量 101,563 m³/d、この間の浸透量 8,764 m³/d、延長 4,000 m を有効長さとして、1日当り 10,955 m³ の地表水が地下水に転換しているものとみられる。概算程度で、これを1年に換算すると 3,998,575 m³ となる。

次に、直接、この地域の降雨から浸透量を算出してみよう。表 2-7-11 は、この地方の気象資料でこれを使用する。いま、降水量を R 、蒸発量を E 、表面流出量を S 、地下水増加量を Ig とすると、その間には次のような関係がある。

$$R = E + S + Ig$$

表面流出量はほとんどないのでこれを無視すると

$$Ig = R - E$$

1年のうち、かんがい期間を6月10日～9月30日として、それを除いた残りの日に適用すると

$$\text{降水量総計 } R \quad 1,212.7 \text{ mm}$$

地面蒸発量 E 283.7 mm (ただし, Wollney により蒸発計蒸発量の 1/2 とする)

となり,

$$I_g = 1,212.7 - 283.7 = 929 \text{ mm}$$

を得る。

かんがい期間を 6 月 10 日から 9 月 30 日とした場合, この地区の平均的な地下浸透量は 1,415 mm で, 前述の降水量にかかわる浸透量とあわせて対象面積 $23,387,000 \text{ m}^2$ に適用すると,

$$(0.929 + 1.415) \times 23,387,000 = 54,819,128 \text{ m}^3/\text{年}$$

となる。

以上が年間を通して上部砂礫層に供給される地下水とみると, その量は,

飯梨川によるもの	130,000,000 $\text{m}^3/\text{年}$
伯太川によるもの	3,998,575 $\text{m}^3/\text{年}$
降雨, かんがい水の浸透によるもの	54,819,000 $\text{m}^3/\text{年}$
合計	188,817,575 $\text{m}^3/\text{年}$
	= 517,308 $\text{m}^3/\text{日}$

となる。

能義平野は, 中海干拓, 工業開発など松江以東で最も注目されている地域であり, 今後, 地下水需要も大きく伸びてくるであろうと思われる地域である。この場合, 上記の地下水涵養量は

大ざっぱながら参考になる値であろう。

なお, 深層の地下水の賦存量として, 大約 3,000 万 m^3 程度が見込まれるが, 下部砂礫層に対する地下水供給源とその数的背景を明示することは困難である。しかし, 飯梨川上流部や伯太川上流部で供給される部分の大きいことは確実であろう。

地下水の水質は, 一般的な傾向として, 深層の地下水は Cl^- イオン, Fe^+ イオンが多いほか, 溶存酸素が少ないこととかわって, $\text{NH}_4^+ - \text{N}$, HCO_3^- がとくに多い。一方, 浅層の地下水については, とくに飯梨川の伏流水の影響の強い場所で, 水質がとくに良好である。

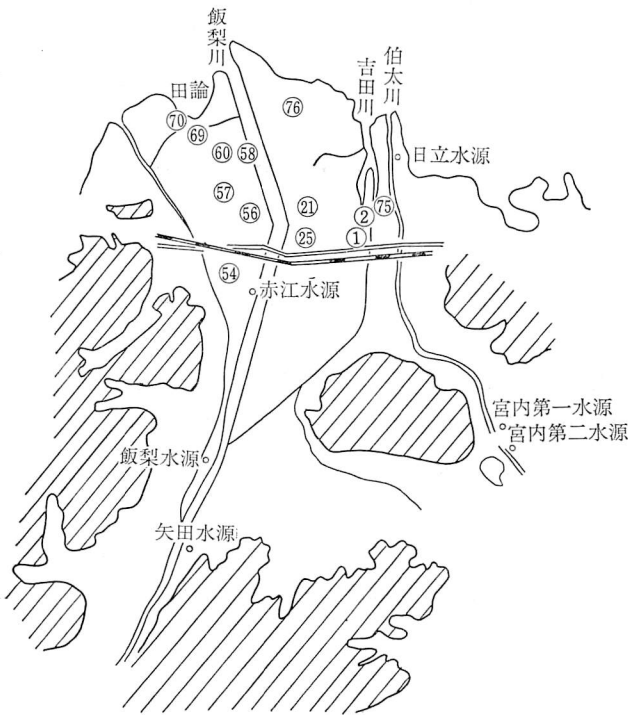


図 2-7-14 水質分析地点の井戸分布

水温については深層の地下水では年間を通してほぼ一定で, $16 \sim 17^\circ\text{C}$ の値が得られているが, 浅層水については季節的変化が大きい。表 2-7-12 には図 2-7-14 の地点の井戸などの水質, 水温

表 2-7-12 地下水の水質 (図 2-7-14 参照)

項目 試料	水温 (°C)	pH	RpH	溶存酸素 (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ -N (mg/l)	NH ₄ ⁺ -N (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)	Fe ³⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	総硬度 (°dH)	全SiO ₂ (mg/l)	kMnO ₄ 消費量 (mg/l)	固形物 総量 (mg/l)	摘要
宮内第1水源	25.0	6.2	7.6	3.03	34.27	19.23	0.000		11.87	0.08	0.30	14.34	0.59	2.15	38.3	11.56	90	浅層水
" 第2水源	24.2	6.2	7.6	2.99	35.85	17.31	0.000	0.356	5.93	0.10	0.02	10.00	1.86	1.83	35.4	6.69	90	"
矢田水源	16.0	6.4	7.5	5.98	23.72	13.46	0.096		17.80			5.32	1.29	1.04	46.76	9.18	66	"
飯梨水源	26.5	6.4	7.4	1.69	17.14	12.50			1.19			5.75	0.26	0.86	37.00	3.69	72	"
赤江水源	20.9	6.1	7.0	4.38	18.45	12.50			6.33	0.02	0.015	4.38	0.70	0.77	28.41	5.03	54	"
日立水源	19.5	6.4	7.7	2.26	47.44	39.42	0.001		22.74	0.63	0.08	5.10	3.51	1.53	34.69	9.72	252	"
⑤4		6.1	7.8		73.80	31.73	0.041	0.21	19.78	0.98	0.07	17.58	1.57	2.83	47.89	17.42	154	"
⑤3	21.5	6.6	7.4	5.82	18.45	41.43	0.004	0.38	11.47			17.44	1.03	2.68	51.2	26.40	178	"
⑤6	19.5	6.4	7.6	2.78	24.25	35.58	0.014	0.27	32.63			26.60	5.37	4.96	39.6	13.80	262	"
⑤7		6.2	7.8		81.71	80.77	0.155	0.00	40.54	0.005	0.015	32.73	4.10	5.53	56.5	16.75	282	"
⑤8	23.4	6.4	7.4	9.73	16.86	19.23	0.000		6.62	0.01	0.02	5.32	1.47	1.08	32.9	10.05	84	"
⑤9	21.0	5.8	7.0	5.67	23.72	25.00	0.023		22.74	0.004	0.033	15.11	1.16	2.38	44.9	11.93	232	"
⑥0	20.4	5.8	6.8	1.64	24.77	61.54	0.083	1.625	16.81	0.002	0.001	35.96	2.97	5.72	89.9	24.59	440	"
⑥9	25.0	6.4	7.8	0.43	166.01	44.23	0.058	3.65	34.61	1.45	0.295	35.54	8.78	7.00	47.7	50.25	424	"
⑦0	17.8	7.6	8.2	0.647	63.26	115.38		0.85	3.96	0.66	0.17	18.73	6.46	4.11	37.9	18.76	348	深層水
①	17.0	7.6	8.2	0.241	40.06	63.46	0.267	1.17	1.19	0.33	0.20	9.79	8.60	3.36	38.1	13.74	362	"
②	16.0	7.0	7.8	0.001	134.41	52.88		3.975	25.21	2.69	0.16	8.94	4.67	2.33	49.4	12.59	228	"
②1	16.9	7.8	8.2	0.518	282.01	144.23	0.000	1.2	7.51	0.41	0.15	13.62	10.28	4.28	33.9	26.80	404	"
⑦6	16.9	7.1	7.8	0.399	163.34	83.63		3.06	8.40	1.78	0.31	14.47	11.15	4.60	48.5		344	"
飯梨	29.5	7.0	7.4	3.395	22.67	13.46	0.002	0.66	6.52			3.62	0.65	0.66	28.0	31.8	58	表流水
伯太	28.7	7.0	7.6	7.174	39.54	16.34	0.014	0.356	9.92		0.003	5.11	1.03	0.97	18.23	23.5	70	"

などがあげてある。

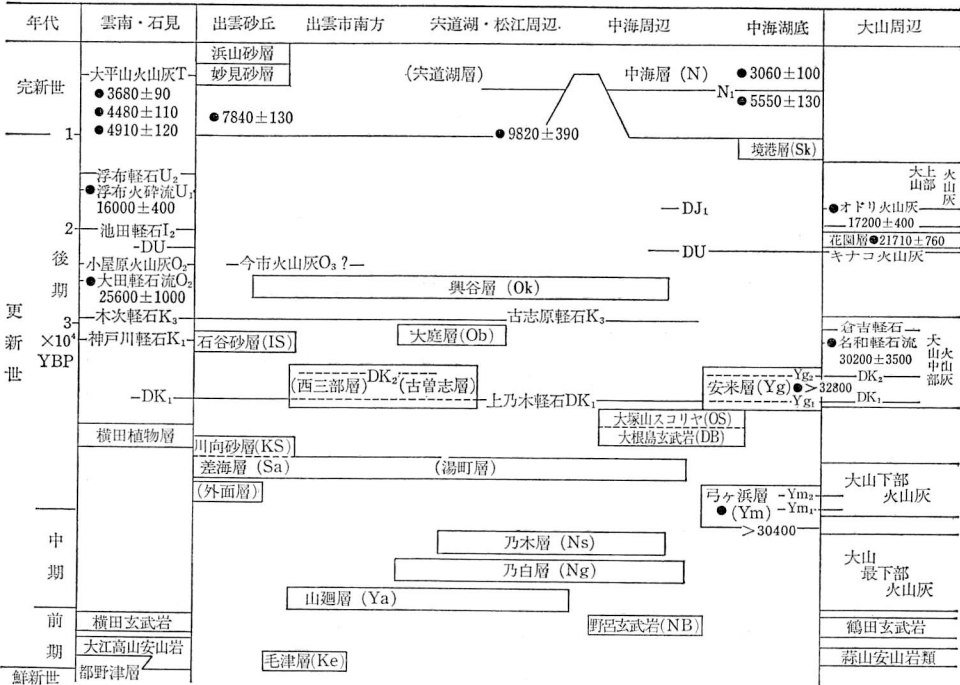
(三浦 清)

4. 出雲平野

出雲平野およびその周辺の第四紀層の層序は、大西⁽¹⁾によれば、表2-7-13のとおりである。

出雲地溝帯の中で、平田市島村町島村下に掘削したボーリングによると、深度22mまで中海層のシルト、砂、深度33.7mまで弓浜層のシルトおよび砂礫で、以下、第三紀の布志名層の泥岩、シルト岩互層になっている⁽³⁾。

表2-7-13 出雲平野およびその周辺の第四系層序⁽¹⁾



出雲平野には、かつて多数の掘抜き井戸が掘られ、その湧出水がアンモニア水として施肥効果があるとされ、水田のかんがいに利用されていた。

1911 (明治44年) 年の農事試験場の調査では、アンモニア井戸は出雲平野に1,931眼あるとしており、1952年、農事試験場の報告で、松浦章氏はアンモニア専用井3,711眼、飲料水と兼用井戸1,700眼、合計5,411眼と報告している。

出雲平野は、主として、斐伊川、神戸川によって形成された沖積平野であり、これらの河川による土砂の堆積物中に埋没した動植物が分解してアンモニアを発生し、これが水に溶解して湧出したのがアンモニア水であるとされている。出雲平野のアンモニア井戸地帯は、約40間(約73m)で岩盤に達し、その上部12間(約22m)位は砂礫層で、この層に達した時にアンモニアの濃度が高いとされている。その上部に2~3間の砂層、約18間の白色~灰色の緻密な泥層、4間位の砂層があり、最上部に3間位の泥層があるとされている。なお、アンモニアの多い湧出部