精密現地調査による水理地質構造の解析

平成元年3月

動力炉・核燃料開発事業団 アジア航 測株式会社

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49 核燃料サイクル開発機構 技術展開部 技術協力課

Inquires about copyright and reproduction should be addressed to: Technical Cooperation Section, Technology Management Division, Japan Nuclear Cycle Development Institute
4·49 Muramatsu, Tokai·mura, Naka·gun, Ibaraki 319·1184, Japan

© 核燃料サイクル開発機構(Japan Nuclear Cycle Development Institute) 2001

. .

精密現地調査による水理地質構造の解析

平成元年3月

動力炉・核燃料開発事業団 アジア航 測株式会社

.

1. 調査の概要	1
1.1 調査の目的	1
1.2 調査地域	1
1.3 調査方法	1
2. 地質調査	3
2.1 調査の概要	3
2.1.1 調査地域	3

目

Ì

I.

次

2.1 調査の概要	3
2.1.1 調查地域	3
2.1.2 調査内容	3
2.2 調査地域の地質	5
2.2.1 層 序	5
2.2.2 岩 相	11
2.2.3 構 造	20
2.2.4 割れ目系	30
2.2.5 風 化	50
2.2.6 地史および古地理	63
2.2.7 地質調査上の問題点	70

,

.

3.	水 文 調 査	72
	3.1 調査の概要	72
	3.1.1 測定期間および降雨状況	72
	3.1.2 調査方法	76
	3.2 水文調査流域の地質	77
	3.2.1 D流域(定林寺川)	78
	3.2.2 G流域(賤洞川)	79

3.2.3 H流域	80
3.2.4 J 流域(正馬様洞)	
3.2.5 E 流域(大洞川)	82
3.2.6 丁流域(柄石川)	
3.2.7 F流域	84
3.2.8 I 流域・匹田池上流	85
3.3 電気伝導度の測定	
3.3.1 電気伝導度の測定結果	
3.3.2 昨年度測定結果との比較検討	93
3.4 河川流量の測定	98
3.4.1 流出高	
3.4.2 昨年度測定結果との比較検討	104

.

1

4.	調査地域の水理地質	107
	4.1 透水性	108
	4.2 地下水盆区の想定	120
	4.3 瀬戸層群の体積と河川流量(再検討)	126
	4.4 水理地質解析上の問題点	129

5.	まとめと今後の課題	 130

1. 調査の概要

1.1 調査の目的

本調査は、ナチュラルアナログ調査の一環として昭和 62 年度に東濃地域の表層水理調査として 実施した「現地調査による水理地質構造の解析」結果に基づき、水理地質調査ならびに河川流量観 測を行い、河川流量と流域の水理地質構造との関係を明らかにし、水文観測地点選定のための基礎 資料を得ることを目的として行うものである。

1.2 調査地域

月吉鉱床を中心とする約 5km<sup>2</sup>

1.3 調査方法

本調査では上記の目的を満たすための次の調査を行った(図1-1 参照)

①渇水期の河川流量および電気伝導度の測定
②瀬戸層群の体積と流出高の関係の検討(再検討)
③ボーリングコアの観察とボーリング柱状図の検討・整理
④調査地域の精密地質踏査によるルートマップ・地質図・断面図の作成
⑤水文観測地点の選定
⑥水文観測システムの構築

特に①と②については昨年度のデータとの比較検討を行っている。



-2-

2. 地質調査

21 調査の概要

2.1.1 調査地域

調査地域は月吉鉱床周辺の約 5kmの範囲である。図2-1 に調査対象範囲を示した。 図に示すように、調査対象地域は東縁を日吉川、北縁を柄石川分水界、西縁を賤洞川 分水界、南縁を土岐川にそれぞれ限られた範囲である。

2.1.2 調査内容

本調査では調査地域の水理地質構造を明らかにするために、次の項目について現地 踏査を行った。

- ① 瑞浪層群・瀬戸層群の岩相の識別・分布の把握
- 瀬戸層群の基底面の標高の確認・分布の把握
- ③ 瀬戸層群の基底面の傾きおよび凹凸
- ④ カコウ岩の風化状況・変質状況の確認
- ⑤ 地層の層理面・葉理面の走向・傾斜の計測
- ⑥ カコウ岩・瑞浪層群中の節理・断層の識別と走向・傾斜の計測
- ⑦ 瀬戸層群の細分(特に陶土層の広がり)
- ⑧ 月吉断層の確認

.

⑨ 既存文献・ボーリングデータの検討・整理



## 2.2 調査地域の地質

## 2.2.1 層 序

本地域の地質層序は既存資料によると下位より基盤カロウ岩・土岐夾炭累層・明世 累層・生俵累層・瀬戸層群の順とされており、各累層間に不整合が考えられてきた (動燃1988、糸魚川1980、柴田・糸魚川1980)。

しかし、本調査では調査地域の精査とボーリング柱状図の検討を通じて、上記の層 序関係について異なる結果を得たのでこれについて詳述する。

図2-2 に今回の調査結果に基づく調査地域の地質図を、図2-3 に模式地質柱状図を 示す。尚、巻末に地質図(1:5,000)および断面図(1:5,000)を付してある。

図2-3 に示したように、本地域の地質中に顕著な不整合関係が認められるのは瑞浪 層群の上下の境界面だけである。

明世累層相当層の基底礫岩に相当するものには現地での確認とボーリングデータに よればカコウ岩礫を含む礫岩と泥岩角礫を含む礫岩がある。現地では明世累層相当層 と土岐夾炭累層相当層は漸移関係と見られる地点が多く、これらの"基底礫岩"に相 当するものの露出はほとんどない。前者はカコウ岩礫を含むということでむしろ下位 の土岐夾炭累層相当層に含めた方がよく、後者はその分布状況から他の堆積盆地(お そらく北方の本郷地域)からの一時的な流入により(同様の分布を示す含礫泥岩と同 様の機構で)もたらされたと推定されるもので不整合とするには疑問が残る。

又、生俵累層相当層の基底礫岩とされる礫岩は正馬様洞最上流で露出しており、淘 汰の非常によいアルコース砂岩を基質とするカコウ岩際主体の円礫岩で、上下の岩相 は上位のものがやや泥質物が多いといった程度でほとんど変化が見られない。 ト下の岩相は両者とも凝灰質細粒砂岩〜シルト

岩で肉眼的に区別できない。礫岩層の上下で堆積環境の急変などは考えられない。 これらの特徴は一連の堆積物中にもたらされた礫岩層として層内礫岩としての性質を 持っていると言え、明世累層相当層との間に不整合を考える必要はないことを示す。

次頁に、生俵累層相当層の「基底礫岩」の見られるボーリング柱状図(A122号孔) とこれの見られないボーリング柱状図(A114号孔)を示す。A122号のものでは、土岐 夾炭累層相当層の上限を軽石凝灰岩の粗粒部の上限に設定し、これ以上を明世累層相

(鮮新世)	瀬戸層群	000 000 000 000 000 000	瀬 戸 暦 群	· 磔 岩	チャート磔卓越 濃飛流紋岩磔卓越 粘土層	~50m
•			相 長 当 層 層		凝灰質シルト岩 ~細粒砂岩 円磔岩(層内磙岩)	~40m
(中新世)	瑞 浪 層		明世界簡相当層		凝灰質中粒砂岩 〜泥質砂岩 含チャート磙泥岩	~50m
	群		 相岐	•···•	泥岩角磔岩(同時磙含む) 浮石(スコリア)凝灰岩 青灰色〜濃緑色凝灰質砂岩	数m~10m? 地上で数m
( t)			当炭 屠層		・泥岩基質の角磉岩 アルコース砂岩基質角磉岩 	地上で数10m 地上で数m 地下で数10m
日田記~	カコウ	+ ×	基盤 カ		マサ化部 シーティング節理卓越部	~10m 10m ±
古第三紀)	岩類	+ ×	コ ウ 岩		垂直方向節理卓越部 (方状節理)	100m以上?

岩 相

層厚

図2-3 調査地域模式地質柱状図





当層とした。又、A114号孔ではカコウ岩巨礫岩のうち最上部のものの上限をもって土 岐夾炭累層の上限とした。A114号孔では軽石凝灰岩がまとまって出現する部位が存在 しないためカコウ岩礫岩の上限に境界を設定している。両者のボーリングデータから、 同一時間面としての土岐夾炭累層相当層の上限は、軽石凝灰岩とカコウ岩巨礫岩の上 限のどちらかに設定するのが適当である。A122のこの面の標高が 187m、A114が 196 mでほぼ一致することも同時間面としての妥当性を示すものである。

冒頭に述べたこれまでの層序と上述の今回の現地調査による層序関係については、 十分な対比検討が必要である。今回は調査地域が瑞浪盆地の縁辺部にあたるために模 式地との対比検討を欠いていること、およびこれらの「基底礫岩」が同一時間面とし ての性格は依然として持っていることから相当層という形で名称と区分けを存続させ る。これは他の相当層についても同様の主旨である。調査地域内ではこうした呼称で 以下の各章を記述し、調査範囲が拡大した段階で累層と部層の区分設定を行うことに する。

瑞浪層群の上面は瀬戸層群によって大部分が被覆されている。又、一部は削剥を受けている。濃飛流紋岩など調査地域内に得られない異質な礫を含む礫岩を大量に厚く 堆積させており、明らかに堆積環境と供給源が異なっている。堆積年代も異なり、中 新統の瑞浪層群との時間間隙も 500万年程度が考えられる(図2-4)。これらは瑞浪層 群と瀬戸層群の間に明らかな不整合関係があることを示す。

調査地域の基盤岩として瑞浪層群の下位にはカコウ岩類が存在しており、白亜紀末 ~古第三紀(80~55Ma)の形成年代を持っている(原山地1985)。この上に存在した 古生層の堆積岩類はほとんど削剥されており、瑞浪層群の堆積前に顕著な削剥期間 (4,000万年程度)が存在する。これらは両者の関係が明瞭な不整合(無整合)である ことを示す。

以上の層序の設定は岩相層序において神山他(1966)の示したものに基本的に一致 している(図2-5)。

尚、本項で示した地質図および付図断面図作成の際使用したボーリングデータの検 討結果を巻末に付す(ボーリングデータ整理表)。







図2-5 東濃地域の地質構成の概要(神山ル 1966,より)

調査地域に分布する岩相の概略は前項で示した(図2.3)。ここでは、3分した地質 区分(カコウ岩類・瑞浪層群・瀬戸層群)の中での岩相変化について詳述する。

1) カコウ岩類

カコウ岩類には基盤岩としての性質を考慮して次のものを含める。

a、カコウ岩~カコウ閃緑岩

b. 石英斑岩脈

c.カコウ岩貫入時の接触変成岩

今回の調査では、カコウ岩〜カコウ閃緑岩の細分は行っていないが、石原・鈴木(1969)は調査地域に分布するカコウ岩類を細分しておらず、斑状黒雲母カコウ岩として一括している。この文献によれば、本地域のカコウ岩はカリ長石の斑晶(一般に12×25mm以下)が特徴的で、基質がmm以下のため斑状に見える。カリ 長石の斑晶量と黒雲母量は変化に富み岩体としては不均質であるとしている(図 2-6、2.7、2.8)。

現地の肉眼観察ではむしろカリ長石の斑晶が大きいものは少なく、中粒で等粒状の黒雲母カコウ岩が普通である。日吉川出口付近中央道高架下の新鮮なカコウ 岩中にはペグマタイトの小岩体が球状~レンズ状に入り込む弱い片状を示すカコ ウ岩(写真1)や一部に熱水変質によると思われる緑変が観察される露頭がある (写真3)。これらの岩相変化は部分的には見られるが、カコウ岩類の不均質さは 風化程度や節理系の傾向により強く表われている。これは別項で述べる。

石英斑岩脈は日吉川出口中央道高架の南方で露出が見られ、幅7mでカコウ岩 中にほぼ鉛直な岩脈として貫入している。走向はほぼNW-SE 方向である。亜円形 の高温石英の仮晶が特徴的で長石類の長方形の結晶とともに斑晶を形成している (直径は 1cm前後)。基質は淡緑色で微晶質である。カコウ岩とともに新第三系 の基底に礫として取り込まれており、石英斑岩の貫入年代はカコウ岩類の形成年 代と大きな差はないと推定される。この他、動燃1988の示した地質図には調査地 域内に、他に2本の岩脈を記載している。今回の踏査ルートからは外れているた め、地質図では同図にならって分布を表現している。

柄石川中流(狸岩川との合流部付近)の河床部には、カコウ岩が古生層に貫入



図2-6 「土岐カコウ岩」の岩相変化とウラン鉱床の位置(*た*原ら, 1969に加筆) 総線内は今回の調査範囲 未線は図2-7の図示範囲



図2-7 「土岐カコウ岩」の鉱物容量比変化 (鈴木ら、19E9に加筆) 実線内は今回の調査範囲



図2-8 月吉鉱床の基盤カコウ岩の岩相変化(動燃 1988に加筆)

した際に生じたホルンフェルス(チャートを源岩とするもの)が見られる。周囲 のカコウ岩は有色鉱物をほとんど含まず、産状も周囲のカコウ岩と異なる(節理 が密に発達し、非常に堅固)。このホルンフェルスはカコウ岩貫入時の頂部(ル ーフ)に当たるもので、後の削剥(新第三系堆積以前)を免れた部分の露出であ ると推定される。狭小な分布のため地質図中には表現していない。

2) 瑞浪層群

瑞浪層群の岩相は、基本的に火山砕屑物とカコウ岩砕屑物によって構成されて おり、チャートと生物遺骸(貝化石・植物化石などの大型化石)が部分的に出現 する。一般に下位ほど粗粒で最上部ではシルト岩になっており、巨視的には瑞浪 層群全体が級化構造を持っていると見なせる。

瑞浪層群は次のものによって構成されている。

- a. 生俵累層相当層 …………… 凝灰質細粒砂岩 ~ シルト岩主体
- C. 土岐夾炭累層相当層 ……………………… カコウ岩の巨礫〜大礫からなる角礫岩主体

# 土岐夾炭累層相当層

最下位の土岐夾炭累層相当層は瑞浪層群中で最も粗粒の砕屑物によって構成されており、基盤カコウ岩上に堆積した海進初期の陸成の堆積物である。

基盤カコウ岩の最上部はマサ化が著しく、カコウ岩の組織を保ってはいるが砂 状になっている。土岐夾炭累層相当層は、基底でこのマサ上にマサが水流によっ て運搬されたと思われるアルコース粗粒砂岩を堆積させている。両者は粒度や粒 子形態(ともに augular)が非常に類似しているが、アルコース砂岩は有色鉱物 をほとんど欠く点とカコウ岩組織を残していない点で区別できる。両者の境界に は褐鉄鉱(limonite)が不規則な形態で沈積していることがあり、境界面の示標 になる。

アルコース砂岩層の上位にはカコウ岩の大礫〜巨礫(径数10cm〜数m)を含む 角礫岩層が堆積している。礫種はこの他に石英斑岩・凝灰質泥岩・(チャート) があり、基質はアルコース砂岩の他に濃緑色〜青灰色の凝灰質細礫岩・砂岩・泥 岩の場合があり、これは基質としてではなく同時礫として含まれる場合がある。 この上位には凝灰質細粒砂岩〜泥岩層(一部互層をなす)が来るが、これは前の 角礫岩層の基質と同質のものである。月吉橋北方ではこの他に泥岩角礫岩が見ら れるが、この岩相は上位の明世累層相当層に含めるべきかもしれない(前項で記 述)。 以上のように、土岐夾炭累層相当層の岩相は下位から上位へとカコウ岩砕屑物の量比が減少しており、これに代って火山砕屑物の量比が増大していくという変化を示している(図2-9)。上根は粗粒火山砕屑物あるいはカコウ岩砕屑物の消滅をkeyとすることができる。



図2-9 土岐夾炭層相当層の時系列的岩相変化と地史的事件(概念図)

又、本層は瑞浪層群中で最も直方向の岩相変化に富んでおり、特に月吉チャン ネル(後述)の中央部など層厚の厚いところではボーリングデータの対比が難し い。

# 明世累層相当層

ł

瑞浪層群の中位に位置する明世累層相当層は、凝灰質中粒砂岩を主体とする ほぼ均質な岩相で貝化石・植物化石を多産する層準がある。泥質物の含量が上 位に向って量比が増加し、これと共に貧化石相を示す。これは安定した堆積盆 での一連の海進の進行(深海化の過程)を示すものと考えられる。この関係を 下図に示す。



図2-10 明世累層相当層の時系列的岩相変化と地史的事件(概念図)

本層はほぼ均質な構成の岩相であるが、異質な岩相として上位に含礫砂質泥 岩層が存在する地域があり、調査地域では日吉川沿いの月吉橋北方にのみ見ら れる岩相である。この岩相は、砂質泥岩に黒色チャート・カコウ岩・凝灰質泥 岩の小礫~大礫(数cm~数10cm)を散点的に含むもので、無層理塊状の堆積物 である。おそらく現在の土石流あるいは泥流に対応するものが生じが未固結状 態で海底にまで達した堆積物と思われる。調査地域で局所的な分布を示すこと、 および産状がこの推定の根拠であるが、東方の狭間川でこの層の延長を確認し ており、東方あるいは北方の堆積盆で主体をなす岩相が一時的に流入したもの と思われる。

## 生俵累層相当層

生俵累層相当層は瑞浪層群の最上部で、海進の最も進んだ時期の堆積物であ る。シルト岩を主体とし、大型化石の産出は稀である。

この底部には円礫岩層が存在し、直径数m~1m程度のカコウ岩・チャート の礫を含んでいる。正馬様洞最上流の露頭ではこの礫岩は成層構造を示す淘汰 のよいアルコース砂岩を基質とする礫岩層で、一時的に強い水流があったこと を示している。下位の明世累層相当層の最上部と礫岩層より上位の生俵累層相 当層の間には小規模な削剥はあるものの、層相に変化はほとんどなく、整合一 連の堆積物中に突発的に土石流堆積物がもたらされたといったような事件を考 えるのが妥当である。これは、前述した含礫泥岩層や泥岩角礫岩層(前項)と 同様の機構による堆積物と見なすことができ、瑞浪層群堆積時の各小堆積盆間 で幾度かの干渉があったことを示唆している。

シルト岩は無層理均質であり、極めて安定した堆積環境で定常的にもたらされた細粒砕屑物によって構成された岩相である(図2-11)。



図2-11 生俵累層相当層の時系列的岩相変化と地史的事件(概念図)

3) 瀬戸層群

瀬戸層群は、以上に述べてきた下位の各層の全てとの接触関係が確認でき、下 位層がほぼ固結した後にこれを削剥して調査地域全域を覆った堆積物である。

細礫〜大際からなる円礫岩を主体とし、下位に粘土層や砂質粘土層の薄層(厚さ 1~ 3m)を 1~ 2層夾んでいる。礫岩を構成する礫種はカコウ岩・チャート ・濃飛流紋岩・泥岩・火山岩で、基質は白色極細粒凝灰岩・アルコース質礫質砂 岩があるが陶土層を挟在する下位は基質として前者が優勢のようである。

又、最上部にはカコウ岩の強風化による生成物である赤色マサに由来する赤色 土を基質としたものが見られ、2次堆積物と考えられる。又、陶土層の付近には 炭質物の薄層(厚さ 0.5m程度)を挟む場合もある。 図2-12に模式柱 状図を示す。



図2-12 瀬戸層群の時系列的岩相変化と地史的事件(概念図)

基質の粒度や礫種構成・堆積構造は、中位で変化しているが境界はどの露頭で も明瞭でない。又、クロスラミナの他にチャンネル構造を持つところもあり、下 位の削剥を示している。これを礫として瀬戸層群中に取り込んでいるものもある (写真27)。瀬戸層群は全般に露出が悪く、採土場跡のほかにはほとんど層位関 係を観察できる露頭がない。又、層厚も調査地域では40m以下とうすい。瀬戸層 群の細分は今回の程度の現地調査では難しいと言える。

赤嶺(1954)は、瀬戸層群の生成過程を模式断面図で示しており(図2-13、 2-14)、陶土膚(ここでは土岐口陶土層)は地形的凹所にカコウ岩風化物と凝灰 岩風化物が集積して形成されたとしている。これは瀬戸層群が堆積する前の堆積 間隙(約 500万年)に生成された風化物が、瀬戸層群の堆積の先駆としてまず地 形的凹所に選択的に堆積したことを示す。



A:砂窓層, B: 転目およびキラ, C: 木筋および白枯 土, D: 亜炭, E: 磨砂および白土, F:砂泥工層, 上図:山間部:上部に土蛟砂環層, 下部は土岐口陶土 層, 下図: 西南線の台地部:上部は土岐砂塔層, 下部 向つて左は長久手砂泥工層,向つて市は土妙口陶土層.

# 図2-13 瀬戸層群の模式断面図(木獄, 1954より)



A:土峡口碑主帝, B: 長久手砂泥五矸, C:土鉄砂端籽,

÷

図2-14 瀬戸層群の生成過程 (赤嶺, 1954より)

調査地域の地質構造は概念的には非常に単純な形成史をもつものであり、カコウ岩 上に形成された堆積盆を瑞浪層群が埋積した後、堆積間隙をおいて瀬戸層群がこれを 被覆したといったものである。大規模な断層・褶曲は見られず、海水準の変動によっ てほとんどの事象は説明できる。

野外調査やボーリングデータにより地質断面図を作成する際に、最も困難な点は基 盤岩の形状の把握である。カコウ岩の基盤が新第三系堆積以前に既に起伏を持った複 雑な地形を形成しており、しかも、この原地形が現在の地形にあまり反映されていな い(例えば、カコウ岩のチャンネルが東西あるいは北西 – 南東方向なのに対し、現在 の谷系は南北方向である)。

又、瑞浪層群は固結後から現在までに多くの割れ目を内部に生じており、現在もこれを利用した陥没や地すべりが生じている点は地質構造の把握の上で注意を要するものである。

さらに、半固結の瀬戸層群が堆積盆全体を覆っているため、瀬戸層群の流動(地す べり)や埋谷堆積物の存在が地質構造を解明する上で混乱を招く要素となっている。

以上に挙げた地質構造解明上の留意点はまとめると次のようになる。

- ① カコウ岩の原地形の把握
- ② 断裂系と陥没・地すべり地形の把握
- ③ 瀬戸層群の堆積時の基底面の把握と2次堆積物の識別

②は次項に、③は3・4章で詳述する。ここでは①について述べる。

カコウ岩原地形の把握

動燃(1988)には、ボーリングデータによる基盤カコウ岩の地下等高線図が示されている(図2-15)。これで明らかなことは、現在地上に露出するカコウ岩は瑞浪層群 堆積以前に既に「山腹勾配の急峻な谷地形(チャンネル構造)」を形成していたことである(図2-16、17、18参照)。

この谷地形(月吉チャンネル)の特徴は次に挙げるようなものである。

 ① 主チャンネルの平均河床勾配は 8°度で、 2ヶ所に顕著な勾配変化点がある (図2-18)。









図2-18 基盤カコウ岩のチャンネル構造縦断図(縦横比1:1 動燃1988より作成)

平均勾配 8.2度 流路長2250m 比高差 330m

-24-

- ② 中流部の谷底に比較は規模の大きい平坦面(勾配 3°~ 6°)を持つ。平坦面の広がりは幅 300m、長さ 1,200m程度で、チャンネル出口付近では 100m以下の幅になる。
- ③ チャンネル出口は両岸から尾根が迫って、狭窄部になっている。この直下に滝 (ないしは瀬)と推定される急勾配(20°)の河床が形成されており、下流の緩 勾配の河床までの落差は約50mである。
- ④ 急斜面で構成される範囲は幅 700m、長さ 1,500mの範囲である。
- ⑤ この急斜面を刻む支谷は河床の平均勾配でも15度以上あり、現在で言えば土石 流の発生域と認定できる。

このチャンネル構造は現在まで保存されて地下にあり、その後の地史やウラン鉱床 の広がりを考え併せると一個の独立した堆積盆と見なせる。これは又、地質時代を通 じて、さらに現在までの地下水の流れを規制していると考えられるので地下水盆とし ても機能するものであると考えられる(4章で詳述)。

このチャンネル構造は、瑞浪層群と瀬戸層群によって完全に埋積・被覆され、その 後の削剥によって堆積盆縁辺部の基盤カコウ岩も地上に露出している。

#### 堆積盆(月吉チャンネル)の埋積過程

堆積盆の埋積過程を現在地上に露出している各層の分布から推定する。図2-19には 土岐夾炭累層相当層の地質図での分布を、カコウ岩の等深線図に重ねて示してある。 現在地上に露出するこの層準は、多くはカコウ岩の露出と接触する堆積盆の縁辺部 であるから、堆積盆が全く傾動してなければ(ほぼ水平な堆積状態の堆積物の場合に は)、ある一定の標高以下の範囲におさまる筈である。図示したように、多くは標高 200 mまでの範囲におさまる。全ての露出を網羅するためには 250 mの標高まで上げ る必要があるが、そうすると開いた地形の形状をとることになり、本層の古環境・堆 積環境(還元状態であることなど)を説明できない。標高 200 mを越える部分は全て チャンネルの支谷にあたっており、チャンネルの本流に達しない崖錐性の谷底堆積物 であると推定される。つまり、本層は中央部ではほぼ水平な堆積状態にあるものの周 辺部ではかなり傾斜を持った堆積状態にあることがわかる。

この上位の明世・生俵累層相当層の場合を同様に図示すると(図2-20)、標高 275 mのレベルでほぼ全ての露頭をカバーできる。ただ、この場合上面は上位に来る瀬戸 層群による削剥量を考慮する必要はある。明らかに言えることは、本層が堆積したこ とにより前述の堆積盆は完全に埋積される結果となっており土岐夾炭累層相当層の時 代よりも堆積盆の単位が拡大しているということである。





又、海成層である本層は土岐夾炭累層相当層と異なり、堆積盆の全域でほぼ水平な 堆積状態にあったことがわかる。

最終的に瀬戸層群が堆積するとこの地域は全面にわたって覆われることになり、 370mのレベル以上までが堆積物に覆われている(図2-21)。



半固結岩である瀬戸層群を除いて、固結岩で構成される瑞浪層群とカコウ岩類では 地下水の水みちとして割れ目の存在が重要となってくる。調査地域を含む瑞浪地域に は顕著な断層として月吉断層が瑞浪層群とカコウ岩類の固結岩類を切るとされている (動燃1988、糸魚川1980)が、こうした規模の大きな割れ目以外の小断層や節理系に ついての報告はほとんどない。

今回の現地調査では露頭で見られる割れ目の走向傾斜を丹念に収集しており、カコ ウ岩中の割れ目(節理・小断層)と瑞浪層群中の割れ目について各々一定の成果が得 られた。両者の傾向はいづれも地形に反映されているため、航空写真(昭和56年撮影) によるリニアメントの判読も行い両者の正合性についても検討している。

1) カコウ岩中の割れ目

カコウ岩中の割れ目は次節に述べる風化の影響を強く受けて発生しており、図 2-22に示すように地表に近い方では現地表面に沿うようなシーティング節理が発 達しており深部では垂直方向の節理が発達している。

こうした関係が明瞭に観察されるのは調査地域東方の日吉川沿いと、賤洞第一 池周辺である。こうした所では地形の起伏に沿って、谷部ではシーティング節理 のみが観察され、尾根のカッティングでは下部に垂直方向の節理の卓越部、上部 にシーティング節理卓越部が認められる。

シーティング節理は前述のように現地表面にほぼ平行に発達しており、浅部ほど節理面間隔が狭い。又、垂直方向の節理には直交する2方向があり、場所によっては方状節理の形態を持っている。方状節理は調査地域南部の土岐北高校南部 の沢沿いや賤洞最下流部のカコウ岩類に顕著である。

現地での観察の際には、こうした割れ目の階層を把握することにより基盤岩の削剥程度を推定する(過去の地形面を復元する)ことができる(次項で検討 する)。

#### 割れ目の順序関係

日吉川出口付近の道路の新鮮なカッティング部分では、前述の割れ目の順序関係を明らかにできる。


風化階層区分	厚さ	変色·充填物		考
マサ	10m ±	· 褐色化(Limonite)	谷よりも尾根。	上で厚い
シーティング 節理卓越部	10m ±	<ul> <li>・ 変質による緑色化</li> <li>・ 褐色化 (Limonite)</li> </ul>	節理間隔: 2- 現地形面にほ	〜3 本/m ぎ平行する。
垂直方向節理 卓越部	50m +		節理間隔: 節理集中帯が	~5 本/m 見られる。

図2-22 調査地域のカコウ岩に見られる割れ目の階層

,

写真31に露頭写真を示してある。ここでの露頭ではカコウ岩に顕著な変質による緑変が生じており、シーティング節理に沿う部分では更に茶褐色に変色(風化による)している。垂直方向の小断層がこれを切っており、この断層面はほとんど茶褐色の変色が見られない。この関係を節理同士の場合に当てはめれば、シーティング節理の形成後に垂直方向の節理が形成されたと考えることができる。

又、これらの節理系は岩石組織に強く影響されており、日吉川下流部のカコウ 岩ではペグマタイトの小岩体は必ず垂直方向に偏平なボール状~レンズ状の形態 を取り、これに対し鉱物粒は水平方向に配列し、幅 1cm程度の間隔の片状構造を 呈している。 カコウ岩中の割れ目の形成はこれらの岩石の組成、構造 を利用したものと見なせる。

#### 割れ目の方向と頻度

図2-23には調査地域のカコウ岩のシーティング節型面の傾きを示してある。シ ーティング節理は過去の地表面に平行と考えられ、この傾斜方向は谷向き斜面を 示すと考えられる。

図示したシーティング節理の傾斜方向は、柄石川周辺・賊洞分岐部・日吉川中 流・定林寺池周辺などカコウ岩と新第三系が接する部分では基盤の地形面と非常 によく一致するが、南部のカコウ岩分布域内のものはバラツキが大きい。これは 旧地形面よりも現在の地形面を反映しているためか、あるいは旧地形の複雑な凹 凸の影響を表わすものと思われるが現在のデータだけでは判断できない。おそら く新第三系がカコウ岩を被覆している範囲ではその時期の地形面を反映するシー ティング節理が保存されているので、その後の地形開析の影響を受けず新たな節 理形成が少ないためだろうと考えられる。

図2-24には調査地域内に分布するカコウ岩の垂直方向の節理面のシュミットネット投影図を示した。全部の割れ目をまとめた図(図2.25中)では、方状節理を示す形の投影図になっている。

2) 瑞浪層群中の割れ目

瑞浪層群中の割れ目には次のようなものが見られる。

- ① スレーキングに伴う割れ目
- ② limonite・黒色充てん物によって充てんされた割れ目





1

図2-24 カコウ岩割れ目のシュミットネット投影図(今回測定分)

-34-

- ③ 垂直的な傾斜を持つシャープな割れ目
- ④ 断層に伴う破砕割れ目(月吉断層)
- ⑤ 瀬戸層群のチャンネル下部に見られる割れ目
- ⑥ 「地すべり」に伴う開口割れ目

# スレーキングによる割れ目

スレーキングによる割れ目は現在地表に露出する岩石に見られるもので、特に 生俵累層相当層のシルト岩で顕著であるが明世累層相当層中にも見られる。前者 はサイコロ状、後者は薄片状に割れる性質がある。

剥離形態の相違は単に現在の水理条件に支配されているだけかもしれない。

#### limonite充てん割れ目

limoniteに充てんされた割れ自は過去に生じた割れ目と考えられる。樹枝状お よび直線状の形態を持っている。これは明世累層相当層にのみ見られる。

#### 黒色物質充てん割れ目

黒色充てん物を伴う割れ目は調査地域北東の柄石川出口南部の土岐夾炭層相当 層中に見られ、岩盤のブロックの周辺を網状に取り巻いている。プロックは角礫 状で直径は50cm前後である。こうした黒色充てん物はカコウ岩中に見られること もあり、 
聴洞第一池周辺のマサ中に同様のものが見られる。東濃鉱山の坑道中で も割れ目を伴う黒色充てん物は確認されており、鉱床生成時に関連した物質であ るかもしれない。

## 垂直的な割れ目

垂直的でシャープな割れ目は瑞浪層群中に多く見られるものであり、地形にも 反映されている。1mあたり3本以上もの密度を有する場合があり、正馬入口付 近や正馬様インプレース付近および月吉橋北方の河床に顕著である。これらの割 れ目は露頭で見る限り変位はほとんど見られず、単なる節理と考えられる。断層 運動に伴う割れ目系であるかどうかは判然としないが、フォトリニアメントには 明瞭に読み取れるものである(次項で詳述)。

#### 断層破砕による割れ目(図2-25、26を参照)

断層破砕に伴う割れ目は柄石川・日吉川合流部南方の日吉川河床部の土岐夾炭 累層相当層中に見られる。これは従来から提唱されてきた月吉断層の通過位置に 当たっている。ここでは、岩盤は1m経程度にプロック化されており炭質物をは







図2-26 月吉鉱床と月吉断層の関係(山本地1974より)



図2-27 月吉鉱床断面図(山本他1974より)

さむラミナの発達した 1プロックでは傾斜が80度以上で周辺と非調和であること、 他にこれほどの高傾斜の地層が見られないことから断層による破砕帯が想定され る。周辺の割れ目は東西系であり、これは月吉断層の走向に合致する。しかし、 調査域では他にこのような産状を示す露頭はなく、正馬様奥の生俵・明世累層相 当層にはこの延長は認められず、賤洞・定林寺池付近では土岐夾炭累層相当層が 露出するチャンネルの縁にあたり、断層かチャンネルの縁かを誤認する可能性も あり明瞭な証拠は得られなかった。これらのデータは、月吉断層が明世累層相当 層や生俵累層相当層を切っていないことを示唆するものか、あるいは断層の通過 位置に誤りがあるかのどちらかであるが現地調査データで前者の可能性が強い。

図2-28~31に、東濃鉱山坑内の土岐夾炭累層相当層のスケッチを示した。地表 での露出と同様の構成を示しているが、岩相の側方変化が激しく、この中には同 時礫として炭質物を含む泥岩があり、周囲と切りはなされ全く異なる走向・傾斜 で地層中に存在している。これは破砕に伴う変形ではなく異常堆積として説明さ れる。前掲した野外の露出でのプロック化も堆積形態として説明し得ることにな る。

以上のように、月吉断層については通過位置や形成年代およびその地史的意味 も含めて再検討が必要であろうと思われる。

#### 瀬戸層群直下の割れ目

瀬戸層群は瑞浪層群・カコウ岩の分布域の全面を不整合で覆って堆積している。 この不整合面は各所で観察できるが、瑞浪層群に対しては明らかな浸食を行って いる。特に生俵累層相当層の上面は固結度が低かったためと思われるが顕著なチャンネル構造を介して接してており、レンズ状にプロック化されている。一部は 瀬戸層群中に礫としてもたらされているが、下位はプロック化したまま残存して おり水の浸透による風化が割れ目に沿って生じ黄灰色に変色している。

柄石川下流や柄石川と日吉川の合流部北方でこの露頭が観察できる。

## 「地すべり」に伴う開口割れ目

陥没・地すべりに伴う開口割れ目は、調査地域南東端の匹田池周辺で見られる。 これは航空写真の判読によると、明らかな陥没地形を示しており、陥没したプロ ックが更に移動した際に開口割れ目を生じたものと考えられる。図2-32に陥没地 形の分布と、これによる開口割れ目が観察できる位置を示してある。



図2-28 東濃鉱山坑道内スケッチ1



図2-29 東濃鉱山坑道内スケッチ2

.

.



図2-30 東濃鉱山坑道内スケッチ3



図2-31 東濃鉱山坑道内スケッチ4

.

.



この陥没あるいは地すべりは調査地域に意外に多く見つけることができる。滑 落崖が不明瞭なものもあるが、一応識別できたものを図2-32に示しておく。これ らは地質図作成で問題となる地域に集中しており、地質時代の最近の陥没が地質 構造を擾乱していると見てよいだろう。これらとリニアメントの関係については 次項で述べる。

瑞浪層群中の割れ目は以上のべてきた 6種にまとめられるが、それぞれの影響 深度(範囲)は異なっている。概略を下図に示す。



図2-33 各種の割れ目形成時期とその影響範囲

これらのうち、地上水の地下への到達の上で重要な割れ目は、limonite(褐鉄 鉱)充てん割れ目とシャープな割れ目である。露頭で連続的な割れ目として識別 できるのはこの両者に限られている。この両者について露頭で計測した割れ目の シュミットネット投影図を図2-34に示す。又、図2-35、36にはAVTD法による割れ 目の走向分布を示した。現時点ではデータ数が少ないためこれから十分に有効な 結論を引き出せないが、以下の諸点は明らかな傾向として読み取れるものである。

① 調査地域内では瑞浪層群の層厚が厚い東側の地域ほど割れ目の頻度が高い。

- ② カコウ岩に比較して瑞浪層群中の割れ目はバラツキが大きく、定向性が低い と言える。
- 3) 航空写真判読によるリニアメント

現地調査の段階で割れ目系は地形によく反映されているといった感触を得たので、航空写真(1/20,000、昭和56年度撮影)を用いてリニアメントの判読を行った。図2-37にその結果を示す。

リニアメントは密度にバラツキがあり、いくつかの集中域を持っている。集中 域の中心は 3ヶ所で、正馬様洞出口付近から東側山稜にかけてと賤洞出口付近お よび賤洞中流分岐周辺である。逆にリニアメントの空白域は土岐北高校周辺・賎 洞分岐点南東の山頂平坦面: 明世ゴルフ場以北の柄石川流域である。

リニアメントの密集域は瑞浪層群分布域であり、空白域はカコウ岩と瀬戸層群 のみが分布する地域あるいは人工改変地である。又、瑞浪層群分布域でも上位を 瀬戸層群が覆っている部分ではリニアメントの密度が小さい。瀬戸層群は半固結 岩で割れ目は現地調査では無いという結果を得ており、瀬戸層群は瑞浪層群とカ コウ岩のリニアメント地形を覆い隠していると考えられる。





図2-35 調査地域の瑞浪層群中の割れ目の走向分布(AVTD法による)

•



図2-36 調査地域のカコウ岩割れ目の走向分布(AVTD法による)



2.2.5 風化(特にカコウ岩について)

風化の様態は気候変化に支配されており、調査地域のように新第三紀の気候変化を 経てきた地域では、現在の風化殻以上に過去の風化殻の残存の度合いが岩盤の劣化状 況に影響を与えている。

木宮(1981)は調査地域に近い三河高原に分布するカコウ岩類の風化殻について精査し、カコウ岩の風化殻は中新世〜鮮新世までの風化強度の著しかった時期の残存物であることを示した(図2-38、39)。

調査地域では連続的に風化の記録を保持しているのはカコウ岩類だけであり、瑞浪 層群・瀬戸層群は風化生成物を蓄積した堆積物と考えることができる。カコウ岩構成 物は各層準の中に保存されており、基盤カコウ岩類の風化殻の形態の観察と堆積岩中 に保存されているカコウ岩構成物の状態を検討すれば調査地域における風化史を描き 出すことができる。調査地域ではその鍵となるものは次に挙げるものである。

- ① カコウ岩の風化階層とその削剥程度
- ② 土岐夾炭累層相当層中のカコウ岩礫とアルコース砂岩
- ③ 生俵累層相当層底部、カコウ岩礫とアルコース砂岩
- ④ 瀬戸層群中の陶土層およびカコウ岩礫
- 1) カコウ岩の風化階層とその削剥程度

前掲の木宮(1981)によれば、三河高原のカコウ岩風化殻は中新世後期〜更新 世中期に形成され、更新世中期にこの風化殻を侵食する谷が形成されたとしてい る。又、カコウ岩の風化生成物であるマサの厚さは最大で45mであったことを挙 げている。

今回の調査ではカコウ岩の風化階層については割れ目も含めて図2-40に示すような結果が得られた。マサ化しているのは地表から10m程度までで、その下部にシーティング節理の卓越する "層"があり、それより深部では垂直方向の節理が目立っている。これらの関係は、賤洞第一池周辺や日吉川下流部および柄石川出口付近で観察できる。

図2-41には現地調査の際にそれぞれの風化階層の段階を識別できた地点によっ て作成した模式的な風化階層分布図である。北部よりも南部でより深層のカコウ





The legend is the same as in Fig. 7.

-51-



# 図2-39 三河高原のカコウ岩風化殻の発達程度(木宮, 1981より) 山頂部で風化殻の保存が良いのがわかる



風化階層区分	厚さ	<u>変色・充填物</u>	備 考
7 4	10m ±	・褐色化 (Limonite)	谷よりも尾根上で厚い。
シーティング 節理卓越部	10m ±	・変質による <b>緑色化</b> ・褐色化 (Limonite)	節理間隔: 2~3 本/m 現地形面にほぼ平行する.
垂直方向節理 卓越部	50m +		節理間隔: ~5 木/m 節理集中帯が見られる。

図2-40 調査地域のカコウ岩に見られる風化階層

-53-



岩(垂直節理卓越部)が広く露出しており、南部の方が侵食による谷の下刻が進んでいることを示している。

これらの結果を堆積盆の基盤カコウ岩にも適用できるかどうかであるが、東濃 鉱山の坑道壁面のスケッチには地形に沿う方向の節理と尾根部での垂直方向の節 理が描かれており(図2-42)、更に別のスケッチでは新鮮なカコウ岩の上部にマ サ化したカコウ岩が載っている露頭がある(図2-43)。これは風化が堆積盆の基 底にも連続して及んでいることを示すものであり、新第三系の堆積以前に既に現 在地上に露出するものと同様の風化殻が形成されていたと考えられる。

2) 堆積岩中のカコウ岩砕屑物から見た風化史

前述のように、新第三系中には様々な形でカコウ岩砕屑物が供給されており、 カコウ岩基盤の風化と削剥の過程を記録している。

土岐夾炭累層相当層形成の時期

言うまでもなく、基盤カコウ岩の構成物が最も大量に堆積物中に供給されてい るのは土岐夾炭累層相当層中で、直径数πに及ぶ巨礫までの様々なサイズの角礫 ~亜角礫とマサを起源とするアルコース砂が供給されている。これらのカコウ岩 構成物は現在のカコウ岩基盤のチャンネル構造を形成する際に生じた砕屑物と考 えることができ、チャンネル支谷の急勾配の斜面の位置が供給源と考えられる。

前段の議論でカコウ岩の風化階層は地表でもチャンネル構造の底部でも同様に 発達していると考えられたので、まずカコウ岩のチャンネル支流が形成されてい ない時期を考えると、チャンネル構造範囲は平坦面に近い形のゆるやかな起伏を もった準平原的な場所であったと考えられる。これが月吉断層の活動によって深 い谷を形成し、土岐夾炭累層相当層の堆積時代を経て現在保存されている形状の チャンネル構造を作った。この時期には既に現在と同様の風化階層が形成されて いるから、最初に最も動きやすい表層のマサが移動し侵食が進むにつれて節理の 発達した深部のカコウ岩が角礫となって供給されることになったと思われる。初 期の段階では侵食作用が先行して堆積作用はほとんどおこらなかったと思われる が、チャンネルの主流がほぼ形成されて後、谷底の拡大と共に堆積作用が開始し たのであろう。

図2-44に世界的な海水準の変動曲線を示した。30Maまでの海進時期の侵食基準 面がおそらく土岐夾炭層堆積前に形成されたと思われる準平原の面に相当し、そ



 $\mathbb{Z}$ 

唇聋

本 延

査

訵

Ш

鉱

亰

濃

坑

面

.

.

図2-42 東濃鉱山坑道内スケッチ(カコウ岩割れ目に注目)



í.

図2-43 東濃鉱山坑道内スケッチ (カコウ岩上のマサに注目)



Global Cycles of Sea Level Changes

-58-

の後の急激な海退過程とゆるやかな海進過程でで侵食力が復活したのがチャンネル形成時期に相当すると考えられる。

# 明世・生俵累層相当層形成の時期

土岐夾炭層相当層形成の末期にはカコウ岩構成物はほとんど堆積岩中には出現 しなくなる(2.2.2 参照)。基本的にはこの時期以降には火山砕屑物のみが供給 されており、海進が進行して浸食力が弱まった時代と見なすことができるだろう。 非常に淘汰のよい明世累層相当層の砂岩や生俵累層相当層のシルト岩の存在は、 open sea での沿岸流による分級作用で生じたものと思われる。

生俵累層相当層の下部にはカコウ岩礫を含む円礫岩が存在しており基質もアル コース砂で構成されている。2.2.2 で述べたように、この礫岩は非常に淘汰され ており、泥質物等の細粒物をほとんど含んでいないことや円磨度の高い礫によっ て構成されているのが特徴である。これらの特徴は2次堆積物の可能性を強く示 しており、土岐夾炭層相当層の礫岩の場合のように同じ堆積盆中のカコウ岩に起 源を求めることができない。おそらく、他の堆積盆基盤のカコウ岩である。チャ ート礫の共在はこうした推論を裏づける。

瀬戸層群中のカコウ岩礫と陶土形成の時期

瀬戸層群中には多量のカコウ岩礫・砂が混入している。これらは例外なく非常 に強い風化変質を後生的に受けており、クサリ礫(軟質化した礫)になっている ものが多い。混入するカコウ岩礫はほとんどが円礫であり、角礫を産するのは堆 積盆の縁の斜面部分、つまりカコウ岩地形面と斜交して接する瀬戸層群に限られ ている。

2.2.1 、2.2.3 項で述べたように、瀬戸層群は調査地域の最高標高の地点をも 覆っており、この地域全体を削剥して堆積している。当然調査地域内のカコウ岩 礫も混入しており、柄石峠付近はカコウ岩の右上に直径数加に達するカコウ岩の 円礫が存在しており、著しい風化作用によってかなりの部分はマサ化している。 又同じ柄石峠周辺ではカコウ岩の直上に板状のカコウ岩の角際

が混入しており、 定林寺湖北縁には直径 1.5mに達するカコウ岩の角 礫が瀬戸層群中に見られる。

このように本地域内から削剥されたカコウ岩は巨礫ないし角礫の産状を呈し、 瀬戸層群中のものと同じ風化を受けている。他の円磨されたカコウ岩礫は生俵緊 層相当層中のカコウ岩礫と同様に他の堆積盆からもたらされた2次堆積物だろう。



この他、瀬戸層群中にはカコウ岩の風化生成物が起源とされる陶土層がその下部に存在している。陶土の生成には凝灰岩も関与していたとするのが一般的であるが(野沢1955、赤嶺1954、藤井ほか1968)、いづれにせよカコウ岩の風化生成物は陶土形成に関与している。

明世累層堆積時は西黒沢海進と呼ばれる海進期で、調査地域を含む西南日本で は熱帯〜亜熱帯の気候下にあったとされている(図2-46)。この時期に陸地であ った部分は強風下の条件下にさらされるわけで、前掲の木宮(1981)でもこの時 期から鮮新世までの風化作用がカコウ岩の風化殻の厚さを決定したと見なしてい る。

瀬戸層群が堆積し始めるときにこの強風下にさらされたカコウ岩の風化生成物 が地形的凹所に集積することは容易に想定できる。ただ、この陶土生成とクサリ 礫をもたらす風化・変質作用は別ものであり、クサリ礫の形成は瀬戸層群堆積後 の後生変質作用である。

# 現在の風化作用

現在の風化作用は基本的に深層までの風化はもたらしておらず、現在の風化層 (殻)は鮮新世までのそれを保存あるいは侵食しているに過ぎない。表層での土 壌化は前節で述べた slakingによって剥離した岩片の風化であり、数10cm程度の 表土を形成する程度の(相対的に)微弱な風化作用であるといえる。



図2-46 明世累層相当層堆積時の気候分布と海流系(鎮西, 1980より)

本章で以上に述べてきたものをまとめると、調査地域の地史の階程は次のようなものである。

! カコウ岩の古生層への貫入

- Ⅱ 古生層とカコウ岩の削剥(準平原の形成)
- Ⅲ 月吉チャンネルの形成(月吉断層の活動)
- IV 海進による瑞浪層群の堆積
- V 続成の進行と割れ目形成
- VI 瀬戸層群の堆積
- Ⅶ 続成作用と強風化作用(クサリ礫形成)
- Wii 陸化・侵食による現在の地形形成
- I 柄石川中流にチャートを原岩とするホルンフェルスが見られる。周辺地域の地質 分布からも調査地域内のカコウ岩類は古生層に貫入して地下で形成された。
- II ホルンフェルスは柄石川中流にわずかに分布するのみで、他では見られない。 これは古生層とホルンフェルスの部分は新第三系堆積以前にほとんどが削剥された ことを示している。現在のカコウ岩基盤の分布は月吉チャンネル部を除いて準平原 的な形状を持っており、おそらくこの時期の削剥過程によってこの準平原が生じた と思われる。
- Ⅲ 準平原状の地形は月吉断層の活動(隣の可児盆地での火山活動に先駆けた現象としての)によって月吉チャンネル部に脆弱部が生じ、この部分の削剥によって月吉チャンネルの主流路が形成された。支谷が前進する過程で崩壊による堆積物と準平原上のマサおよび可児盆地の火山活動による粗粒〜細粒火山砕屑物で構成される土 岐夾炭層が谷底部に形成。この時期はチャンネルを利用した河川系による堆積で、 主チャンネル中流の緩傾斜の部分に堆積物が集中し海水準の上昇と共に谷を埋積した。この小堆積盆は谷出口の狭窄部と滝によって瑞浪盆地とは隔絶していたと考えられる。
- Ⅳ 更に海進が進行し、瑞浪盆地の主部と同様の環境がこの月吉チャンネル中にも拡大し、軟体動物化石に富む明世累層相当層が堆積。盆地の縁辺部に当たっているため堆積物の層厚は薄い。生俵累層相当層は海進の絶頂期を示すもので、広い開放された海域を形成していたと思われる。

- V 続成作用が同時進行しており、次のVIの階程以前には最上部でも半固結~固結状 態になっていたと考えられる。Limoniteを充てんする割れ目はこの時期に形成され たと思われる。
- Ⅵ 海退で古木曽川では浸食力が復活し膨大な礫を生産し、この2次堆積により瀬戸 層群が形成された。Ⅱの準平原のレベルまで削剥し、ほぼ調査地域内では平坦面上 に堆積したと考えられる。この際、地形的凹所には陶土層を堆積させている。
- Ⅶ 瀬戸層群も含めた続成過程が生じるが、間隙水の温度と化学条件は付加より溶脱をうながす性質のもので、瀬戸層群に含まれる礫は軟質化した。瑞浪層群はこの時期以前にほぼ固結して難透水層になっているため、瀬戸層群のみが集中的に変質したと考えられる。
- M 全域の陸化に伴い、新たに谷系が形成される。この谷系は基盤カコウ岩の形状に はほとんど影響されておらず、瑞浪層群中の割れ目系に強く支配されている。カコ ウ岩中ではその節理系に支配されている。この時期以降瀬戸層群は斜面に沿って流 動して2次堆積物を形成している。

以上の過程は大筋では既存の古地理図(柴田・糸魚川1980)や海水準の変動に矛盾 しないものである(図2-47)。

これらの階程に時間軸を入れると、化石データから土岐夾炭累層相当層が16.5~17 Ma、生俵累層相当層が15~15.5Maに堆積を開始している(図2-47)。瀬戸層群は 5Ma 以降の堆積物である。又、カコウ岩の固結年代は60~70Maである。これを前述の階程 に合わせると次のようになる。

I  $60Ma \sim 70Ma$ II II  $\sim 17Ma$ IV  $17Ma \sim 14.5Ma$ V VI  $5Ma \sim 3Ma$ VI VI  $2Ma \sim 0Ma$ 

これから考えると、Ⅱ・Ⅲのカコウ岩、古生層の削剥には 5,000万年前後の時間が



図2-47瑞浪層群・瀬戸層群の堆積年代・堆積時の海水準変動曲線 (第三紀ワーキンググループ, 1981 に加筆) あり、Vの続成・割れ目形成は 1,000万年程度の時間が、又、Mの瀬戸層群のクサリ 礫形成には 200~ 300万年程度の時間がそれぞれ見積れる。

続成作用について傍証として陶野(1974)による続成過程に伴う堆積物の物性変化 を示す(図2-49)。これは日本の鮮新世以前の堆積物は岩石としての物性を持つこと を示しており、続成に 500万年以上の時間があればほぼ固結岩として考えてよいこと になる。Vの段階には 1,000万年程度の時間が経過しており、瀬戸層群堆積以前にほ ば固結岩となっていたと考えて差しつかえないことになる。又、VIの続成作用は最大 でも 500万年しか経過しておらず瀬戸層群が半固結岩としての性質を持つのは当然で あろう。

又、月吉チャンネル形成までの時間は 5,000万年あれば十分であると思われるが、 Ⅲのチャンネル形成は緩慢な侵食でなく、劇的な運動であったと思われる。現在保存 されているチャンネルの地形を見る限り壮年期の地形を呈しており、月吉断層の形成 といったものがこのの運動に対応するものと思われる(おそらく、可児盆地の火山活 動に運動した運動としての)。

瑞浪層群の示相化石による海水準と古気候の変動は柴田ほか(1980)にまとめられ ている。図 2-50 に示すように瑞浪層群は一連の海進過程で、又、瀬戸層群はこの後の 海退を経ての海進期の堆積物と考えてよいことを示すと思われる。古気候の変化も植物 化石により求められており、瑞浪層群は寒冷期を開始時期とし温暖な気候と海進(西黒 沢海進、前述)を経て、一旦やや寒冷な時期をもつが基本的には温帯時に亜熱帯の気候 条件下にあったと思われる。この場合は気候変化と海水準変動はほぼ対応したものにな っている。

今回の地史の設定は、大筋で柴田・糸魚川(1980)の示した古地理の変遷と矛盾す るものではない(図2-51)。


図2-49 各地質時代の堆積物の乾燥密度(鮮新世に顕著な変曲点がある)

(陶野1974より)

拉力群(地層名)	主な植	物化石	古気欲
生善植物群	Quercus	(コナラ)	暖温带。
(生態異感)	Cunninghamia	(ランクイスギ)	夏と冬との気温の萎が小さ
	Comptonia	(ヤマモモ)	く、夏は比較的涼しく冬は
	Castanopsis	(シイ)	温暖な気候。
	Metasequoin	(メクセコイア)	
	Fegus	(ブナ)	
铁閒重新物群	Populus	(ハコトナギ)	冷温带~暖温带。
(下記田累曆)	Pterocarya	(サワグルミ)	夏は暑く、冬は寒い気候。
	Alnus	(ハンノキ)	
	Betula	(n, s)	
	Castanea	(クリ)	
	Acer	(カエデ)	
山野西亚描绘群	Quercus	(コナラ)	温带一级温带。
(山野内暦)	Catanopsis	(21)	夏・冬とも温暖な気燥。
	Cunninghamia	(ランタイスキ)	
	Liquidambar	(7 )	
	Comptoic	(ヤマモモ)	
	Corpinus	(28)	
	Ectula	(カバ)	
	Alnus	(ハンノキ)	
戸狩頭植物群	Keteleeria	(シマモミ)	梁带~····································
(戸狩屈)	Pinus	(マツ)	Call III ECONTIN
	Quercus	(コナラ)	
	Liquidambar	(フウ)	
日常植物群	Keteleeria	(シマモミ)	<b>冷漠</b> 带。
(主持应能型局)	Costanea	(クリ)	瑞沙病的の時も汚染な気候。
	Picca	(トウと)	
	Metascevoia	(メタセコイア)	
	Juglans	(クルミ)	
	Alnus	(ハンノキ)	
	Corpinus	(シデ)	
	Platycarya	(ノグルミ)	
	Ostrva	(アサダ)	
	Fagus	(ブナ)	
	Zelkovn	(ケヤキ)	
	Alangium	(ウリノキ)	
	U	())	

## 土蚊盆地の瑞浪層群より産する植物化石群及び進定される古気候 (伊奈, 1974, 1981に基づく)



///// は深さの範囲を示す。

貝類化石群と古環境の変化 (糸魚川, 1974b)

図2-50 瑞浪層群の堆積時の古気候変動・海水準変動に伴う示相化石の変化

-



	1	6	00000 11	16
凡	2	7	MANAME 12	17 🔨
	3	8	/ 13	18
例	<u> </u>	9	1- 14	19 📂
	<u>~~~</u> 5	10	/ 15	

1. 陸城 (land area), 2. 海域 (sea area), 3. 沃水城 (fresh water area), 4. 汽水城 (brackish water area), 5. 沼沢地 (marsh), 6. 泥底 (moddy bottom), 7. 同 (推定) (ditto, assumed), 8. シルト底 (silty bottom), 9. 砂泥五層底 (bottom of alternation of sand and mud), 10. 砂底 (sandy bottom), 11. 段底 (gravelly bottom), 12. マン クローフ招 (mangrove swamp), 13. 水陸境界線 (磁度高い) (shore line, of high reliability), 14. 同(確度低い) (ditto, of low reliability), 15. 水深(確度高い) (depth, of high reliability), 16. 同(確度低い) (ditto, of low reliability), 17. 急峻な山地 (mountain), 18. 火山 (volcano)

 $\boxed{2}2 - 51$ 瑞浪盆地の古地理の変遷(柴田ほか、1980より) 今回の地質調査は正確な地質図の作成に重点をおいている。このため、各種の問題 点は明確にされたものの水理地質構造のモデル化に至るまでには地質調査の上でもま だ多くの作業を残している。2章で述べた各項目毎にそれらを簡潔にまとめて示す。

1) 層 序

特に土岐夾炭累層相当層と明世累層相当層の境界について、現地調査では確認できない所が多くボーリングデータの解釈・活用を重点的に進める必要がある。

生俵累層相当層基底の礫岩層と明世累層相当層上部の泥岩角礫岩・含礫泥岩の 意味づけは文中で述べているように他の堆積盆との連絡を示すものと考えられ、 調査地域を拡大して(北方と東方に)これを明確にする必要がある。

2) 岩相

瀬戸層群の堆積学的見地からの調査が従来なされていない。操種構成・礫径・ 基質の(初生的)構成・葉理面の計測・インブリケーションの測定などによる古 流向・堆積環境・水理環境の設定は、堆積学的に non marine の粗粒堆積物の堆 積モデルに対する理解なしには現在の露頭条件では難しい。今後調査地域を拡大 する際に瀬戸層群の断面露出の悪さは障害になると思われるので、重点的に文献 収集も含めて手法の検討からの議論が必要である。

3) 地質構造

内外の地層処分に関する文献の集積により、地層処分にかかわる岩盤評価の手 法を検討すべきである。又、土木工学的な立場からの岩盤評価の手法も参考にな ると思われ、これらの情報の集積と現地計測データの集積によりモデル化の達成 が可能になる。

地すべり・陥没地形の現地での確認と、その地質構造に対する影響の確認が必 要である。断裂系と併せ、航空写真判読・現地調査・地質データによるこれらの 地形形成年代の設定も将来的に必要な問題である。 月吉チャンネルをほぼ埋積している土岐夾炭累層相当層についても、瀬戸層群 と同様に堆積学的手法による堆積環境の復元が必要である。この場合は前者と異 なり、ボーリングデータや東濃鉱山坑道内スケッチなどのデータが集積されてお り、着手が容易であるから、本層準に主眼をおいた堆積学的検討は早急に進める べきである。この結果は直接月吉鉱床の成因論につながるものである。

4) 割れ目系

今回の調査でカコウ岩の割れ目の階層の存在が明らかになった。今後はこの追認と地域的変位の検討が課題となる。代表ルートの設定による割れ目データの集積が重要である。又、調査地域におけるこうした割れ目の階層が他地域でも適用できるかという点と階層自体の形成機構の解明は今後に残された課題と言える。

瑞浪層群中の割れ目は今回の調査でその種類と順序関係が明らかになったに過 ぎず、これらの水理的あるいは岩盤強度の評価は今後に残された課題である。堆 積学的な検討を通じて月吉断層と瀬戸層群直下の割れ目の意味づけはより明らか になると考えられる。スレーキングによる割れ目は調査の目的からは無視でき、 地すべりによる開口割れ目は前述のような調査により、連続性があると考えられ た他の2種の割れ目については透水性も含めて十分な手法の検討に基づく調査が 必要である。

5) 風 化

カコウ岩の風化状態の確認により調査地域の中新世以降の風化史はほぼ明らか にできた。徳山(1981)等、一連の徳山の「古期深化風化」についての研究は、 本調査地域の風化について重要な示唆を多く含んでいる。これらの成果を用いて、 透水性を含めて本調査地域の風化について更に進んだ議論が可能になる。

カコウ岩のマサが固結堆積岩類の下位に保存・残留する機構の解明は現状では 手つかずの状態であり、今後の課題として残されている。

b) 地史および古地理

今回の調査により、ほぼ調査地域の地史・古地理は説明できた。今後は調査地 域の拡大に伴って堆積盆間での砕屑物の供給関係を意識した調査が必要であろう。 古地理については柴田・糸魚川(1980)による十分な成果があり、今後調査地域 を拡大してもこれを修正・使用できる。 3. 水文調査

3.1 調査の概要

3.1.1 測定期間および降雨状況

流量調査および電気伝導度の測定は、降水量が本地域で最も少ない時期で、天 候の安定する2月上旬(2月1日~2月11日)にかけて計画・実施した。

測定結果および、測点から上流の流域面積の計測値、流出高、測点の河床状況 等を表3.1(1)~(2) にまとめた。また、調査位置の概略を図3.1 に示した。

昭和63年の多治見における年間降水量(1713mm)は平年的な値を示し た。しかしながら、本年(平成元年)の1月には、125mmの降水量を記録し ており、平年の3倍程度の降水量となっている。2月中の降水量も観測を終了し た2月11日までに32mmを記録していることから、本年の河川流量観測期間 中に渇水状態を呈するには至らなかったと判断される。

1999	1900年(昭和03年)の月降小重(1007)											
月	多治見	柄 石 峠										
1	34	_										
2	33	_										
3	153											
4	146	_										
5	150	144 (2日から)										
6	292	313										
7	170	150										
8	266	217										
9	326	319										
10	63	65 (27 日まで)										
11	61											
12	19	_										
計	1713	_										

1988年(昭和63年)の月降水量(mm)

1989年1月の日降水量(mm)

月	E	1/1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
降	<u>水量</u>	7	0	0	0	0	0	7	24	0	0	12	7	0	0	0	0
月	日	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	計
降	水量	0	1	19	28	0	0	13	0	0	7	0	0	0	0	0	125

田田	百付	流	2	流域面積	電気伝導度	流出高	区間流出高	比流量	瀬戸層群体積
1		(1/sec)	$(\mathbf{n}^3/day)$	(km)	(μs/cm)	(mnu/day)	(mon/day)	(m^3/sec/100km))	(m^3)
D-7	88.01.25	0.36	31.19	0.1105	53	0.2823		0.3267	2081000
<u>-</u> D.7下流	89.02.01	2.59	223.78	0.1760	_	1.2715		1.4716	
	89.02.02	2.31	199.58	0.1760	37	1.1340		1.3125	_
_	89.02.03	1.97	170.21	0.1760	37	0.9671		1.1193	-
	89.02.04	1.74	150.34	0.1760	36	0.8542		0.9887	-
1	89.02.05	1.76	152.06	0.1760	36	0.8640		1.0000	
1	89.02.06	1.60	138.24	0.1760	37	0.7855		0.9091	
	89.02.08	1.51	130.46	0.1760	37	0.7413		0.8579	
	89.02.09	12.02	1,038.53	0.1760	44	5.9007		6.8296	
	89.02.10		_	-	155	-		-	
	89.02.11	_	-		128	-		-	
$\overline{E-1}$	88.01.25	1.13	97.55	0.3314	18	0.2944		0.3407	5873000
	89.02.06	3.90	336.96	0.3314	14	1.0168		1.1768	5873000
1	89.02.11	7.00	604.80	0.3314	49	1.8250		2.1123	5873000
E-21	88.01.25	(0.03)	(28.43)	0.0626	-	-	0.4555	0.0479	223000
	89.02.06	-0.50	-43.20	0.0626	-		-0.6901	-0.7987	223000
E - 2	88.01.25	1.46	125.97	0.3940	19	0.3197		0.3700	6096000
	89.02.06	3.40	293.76	0.3940	16	0.7456		0.8629	6096000
F-1	88.01.28	0.98	84.33	0.2316	. (54)	0.3641		0.4214	1095000
	89.02.06	2.74	236.74	0.2316	24	1.0222		1.1831	1095000
G-7	88.01.24	0.05	4.72	0.0189	30	0.2497		0.2890	310500
]	89.02.03	0.15	12.96	0.0189	22	0.6857		0.7937	310500
$\overline{G} - \delta \overline{I}$	88.01.24	(0.54)	(46.48)	0.2244	-	_	0.2079	0.2406	4334500
	89.02.03	(1.69)	146.02	0.2244	-	_	0.6507	0.7531	4334500
G-8	88.01.24	0.59	51.24	0.2528	34	0.2027		0.2346	4645000
	89.02.03	1.84	158.98	0.2528	22	0.6289	L	0.7279	4645000
G-9	88.01.24	4.69	404.87	1.5589	(12))	0.2597		0.3006	25425500
-	89.02.03	20.10	1,736.64	1.5589	62	1.1140		1.2894	25425500
G-10	88.01.24		i -	2.3793	(78)		<u> </u>	<u> </u>	27492000
	89.02.03	34.10	2,946.26	2.3793	56	1.2383	<u> </u>	1.4332	27492000
No.1-G	89.02.03	0.19	16.07	0.0030	14	5.3567		6.1998	34000
Na2-G	89.02.03	9.80	846.72	0.7270	36	1.1647	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	1.3480	12368500
No 4 - G	89.02.03	1.34	115.77	0.0990	15	1.1694		1.3535	1765000
No.7-G	89.02.03	0.52	44.93	0.0250	16	1.7972		2.0801	486000
No.9-G	89.02.04	0.03	2.68	0.0100	18	0.2680	1	0.3102	124000

## 表3.1(2) 測定値の総括表

番	a 8	付	流	Ē.	流域面積	電気伝導度	流出高	区間流出高	比流量	潮戸層群体積
	·   「		(1/sec)	(m <sup>^</sup> 3/day)	(kmî)	(μs/cm)	(mm/day)	(man/day)	(m^3/sec/100km))	(m^3)
I 1	1 88.	02.01	0.02	1.79	0.0194	137	0.0923		0.1068	0
	89.	02-06	0.05	4.32	0.0194	160	0.2227		0.2577	Ó
No.24-	I 89.	02.06	① 0.13	11.23		93			—	0
			② 0.10	8.29	-	60	_		-	0
			<u>1</u> )+(2) 0.23	19.53	0.0580	81	0.3367		0.3897	0
	-									
] ] -	1 88.	01.24	_	_	0.0062	(122)	-		-	170000
1	89.	02.04	0.07	6.05	0.0062	96	0.9758		1.1294	170000
J - :	2 88.	01.24	0.02	1.63	0.0190	(50)	0.0880		0.0993	466000
	89.	02.04	0.14	12.10	0.0190	44	0.6368		0.7371	466000
J - 4	4 88.	01.24	0.03	2.94	0.0351	(48)	0.0837	<u></u>	0.0969	_
	89.	02.04	0.22	19.01	0.0351	54	0.5416		0.6268	
J - 5	54 88.	01.24	(0.15)	(13.05)	0.0050	-	_	2.5885	3.0000	-
	89.	02.04	(0.20)	-32.71	0.0050	_	-	3.4560	4.0000	—
J - 1	5 88.	01.24	0.18	15.98	0.0402	62	0.3975		0.4601	863000
	89.	02.04	0.42	36.29	0.0402	47	0.9027		1.0448	863000
J -	6 88.	01.24	0.16	14.08	0.0405	48	0.3477		0.4024	559000
	89.	02.04	0.40	34.56	0.0405	39	0.8533		0.9877	559000
J -	7 88.	01.24	1.65	142.13	0.4653	88	0.3055		0.3535	6256000
	89.	02.05	4.38	378.43	0.4653	42	0.8133	l	0.9413	6256000
J - 8	37 88.		(0.35)	(30.15)	0.0696			0.4345	0.5029	371500
	89-	02.	(2.33)	(201-31)	0.0696	<u> </u>	-	2.8924	3.3477	371500
J –	8 88.	02.01	1.99	172.24	0.5349	75	0.3220		0.3727	6627500
	89.	02.04	6.71	579.74	0.5349	42	1.0838		1.2544	6627500
	89.	02.09	24.33	2,102.11	0.5349	52	3.9299		4.5485	6627500
J-9	98 88.		(1.30)	(111-89)	0.2815	<u> </u>		0.3990	0.4618	702500
	89.	.02.	(0.5)	(44.07)	0.2815	-	<u> </u>	0.1565	0.1812	702500
J -	9 88.	01.24	3.29	284.17	0.8164	78	0.3481	ļ	0.4029	7330000
	89-	02.05	7.22	623.81	0.8164	52	0.7641	<b></b>	0.8844	7330000
No14	-J 89.	.02.04	0.02	1.73	0.0130	21	0.1331	[	0.1540	161000
No17	J 89.	02.05	0.95	82-08	0.0550	33	1.4924	L ·	1.7273	
	89.	02.11	1.40	120.96	0.0550	140	2.1993		2.5455	
					L				1.0000	120500
Na25	-N 89.	02.08	0.62	53.57	0.0620	18	0.8540		1.0000	139500
			l	j		<b></b>		<b> </b>	A 5075	0470200
Т-	2 88	01.29	0.56	48.56	0.2101	18	0.2311	l	0.26/5	2430000
	δ9.	.02.08	2.10	181.44	0.2101	15	1 - 0.8636	<u> </u>	0.9995	2430000
<u>T</u> –	3 88.	.01.29	9.13	788.57	2.2115	(68)	0.3566	·	0.412/	2002000
	89	.02.08	10.60	915.84	0.9460	21	0.9681		1.1205	13516000
1			(2) 19.10	1,650.24	1.2260	62	1.3460		1.5579	12009000
	_ [		1)+(2) 29.70	2,566.08	2.2115	39	1.1603	ł	1.3430	25525000

5



1989年2月の日降水量(MM) (1日から12日まで)

月	日	2/1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
降力	、量	5	0	0	0	0	0	0	14	13	0	0	0

3.1.2 調査方法

測定地点は地層の境界付近、河川の合流部等を選び、30地点、延べ41測点 の流量および電気伝導度の測定を行った。このうち流量の多い12地点について は、河川の断面測量と流速計を用い流量を求めた。その際、乱流が生じないよう に河川断面型を整形し、流速計による測定精度の向上を図った。また、流速の測 定は1点につき3回以上行い、安定した値が得られたことを確認した上で終了し た。

その他の比較的流量の少ない渓流については、容積法を用いて流量の測定を行った。また、測点は岩盤が露出し伏流が生じにくく、河床に落差・勾配がある地 点を選定するように努めた。

容積法は河床にビニールシートを敷きつめ漏水を防ぎ、流水を一点に導き、バ ケツ・ポリ袋への注水時間および水量を測定して、流量を求めた。測定は1点に つき5回以上行い、安定した流量が得られたことを確認した上で終了した。この 方法によれば、流速および、断面積から流量を計算する手法に比較し、流量を直 接的に計測することから、測定精度はかなり高いものとなる。 3.2 水文調査流域の地質

渇水期の河川流量の観測により、流域単位の地下水流動特性を把握する試みは黒田 (1987)などによって行われており、方法論としても確立しつつある現状である。

本調査に先立って昨年度実施された「現地調査による水理地質構造の解析」の調査の 一環として、この渇水期における河川流量の測定を行い、今年度の調査でも同一地点及 び新たにいくつかの地点での観測を行った。

これら蓄積されたデータは各流域の地下水媒体である地質構成を反映すると考えられ る。昨年度や一昨年度の調査で、調査流域を地質構成によって幾つかに分類している。 今回は現地精査に基づく知見を加え、分類を修正し、各流域の地質について述べること にする。又、この分類は特に瀬戸層群の体積と河川流量の関係を後述する都台上、瀬戸 層群を鍵とする分類になっている。

Ħ	 地質構成による分類	適合する流域
I	瀬戸G. ・瑞浪G. ・	G9、G8、Gno.1 、Gno.2 、Gno.7 、Gno.9 、D7
	カコウ岩類	T4、J9、J8、J7、J6、J4・5 、J1、J2、Jno.14
Π	瀬戸G.・カコウ岩類	G10 、G1、G6、G7、Gno.4 、T3②、E-2 、E-1 、
		T3①、T2、no.25 、 H11、H6、H10 、H4、H-1 ・3 、F-1
Π	瑞浪G.・カコウ岩類	Ino. 24
IV	カコウ岩類	

以上の分類は地質構成による分類であって地質(基本的に粒度と固結度)と河川流量 とが相関するという仮定に基づくものである。実際の地下水の流動系には、この他特に 地質構造の影響が大きい。ここでは両者をふまえて河川流量観測流域の地質を述べるこ とにする。 D流域のうち、今回流量観測を行ったのは定林寺湖東岸のD7流域のみである。

D流域は全体にはカコウ岩上に瀬戸層群が載るという構成(分類Ⅱ)を持っており、 定林寺湖周辺のみが間に瑞浪層群を挟在している。この区域は月吉鉱床を胚胎する月 吉チャンネル構造の西縁に当たっており、瑞浪層群はこの"凹み"に堆積したものが 露出している。D流域の地質概略図とD7流域の断面概略図を次頁に示す(図3-1)。

D7 流域に近接する地域(定林寺湖西岸)のカコウ岩類はマサ化しているものが多 く、又一方で土岐夾炭層相当層基底に巨礫(径 1.5m前後)を供給している。瑞浪層 群に覆われている部分の花崗岩も部分的にマサを残していると推定できる。

定林寺湖内(調査時には渇水状態)で観察される瑞浪層群の明世累層相当層は、正 馬様洞の同層に比して粒子が細かく、しかも緻密な印象を与える。層理が細かく鮮明 であることもこの流域の同層の特徴として挙げられる。一般に暗灰色を呈しているが、 瀬戸層群に覆われている部分や風化表面では淡黄色を示している。D7 流域の瑞浪層 群の主体は明世累層相当層であり、土岐夾炭累層相当層と生俵累層相当層の層厚は薄 い。

瀬戸層群は流域面積の75%を占めている。D7 流域の瀬戸層群の基底面の標高は変 化が大きく、前述の月吉チャンネル延長部の位置では瀬戸層群の基底面の標高が低く (260m)、流域最北部で 290mと最も高くなり最南部で 275mになっている。この基 底面標高の低い区域はつまり瀬戸層群の層厚が最も厚い部分に当っており、山頂に近 い部分で崩壊を多発させている。この崩壊地で観察される瀬戸層群の礫層はクサリ礫 を含まない"じゃり状"を呈しており、こうした産状を示す礫層は調査地域付近では 他に松野付近で見られるのみである。 G流域については、全流域(G10)のほかこれに含まれる小流域でも流量観測を行っている。

G流域はほぼ南北方向の伸びを持っている。賤洞川第一池上流の分岐点より南と最 上流(西洞池より上流)は、カコウ岩と瀬戸層群によって構成されており(分類II)、 その中間では間に瑞浪層群を挟んでいる。瑞浪層群の分布域はD流域と同様に月吉チ ャンネルの西部に当たる。G流域の地質概略図と河川流量観測を行った流域の縦断面 図を次頁に示す(図3-2)。

G流域に分布するカコウ岩は風化の各階層が地上でよく観測できる(2.2.5 参照)。 駿洞第一池より下流では河床部で風化殻の深部が見られ、山頂・山腹斜面ではマサが 分布している。又、賤洞分岐点の放射能異常露頭では、シーティング節理卓越部のカ コウ岩上にマサが載り、この上に土岐夾炭累層相当層が載っている。又、G流域の最 奥部西洞池上流ではカコウ岩の上に瀬戸層群が載っているが、この部分のカコウ岩は マサ化している。この関係はG流域下流右岸の土岐北高校周辺でも観察される。これ らから、G流域の基盤カコウ岩は堆積岩に覆われている部分では大部分がマサになっ ていると考えられる。

瑞浪層群はG流域で下部から上部まで全て観察できる。露出面積が広いのは明世・ 生俵累層相当層であるが、基盤カコウ岩の標高は東に向かって下がっているため体積 として比較した場合には面積比ほどの差はない。G流域に分布する瑞浪層群の上面は ほぼ水平であるが、現地形面と同様に南にむかってわずかに(5°前後)傾斜している。 土岐夾炭累層相当層は月吉チャンネルに沿って形成されているから、G流域では地上 で北~北東に15°前後傾斜し、月吉チャンネル主部(地下)の同層の上面は東北東~ 東に 5°程度傾斜している。

瀬戸層層群はこれらの全ての地質と接触している。基底面の標高が最も低いのは、 月吉チャンネル位置で 260m前後である。北側に向かっては一様な傾斜で標高が上が り、分水嶺では 300m程度になる。南側はカコウ岩と接触すると 270mの標高でほぼ 平坦になっている。ただ、左岸側ではこの標高が 260m前後になっており、右岸側の 標高と10m前後のギャップがある。又、G流域の瀬戸層群には陶土層が含まれており、 流域内に 3ヶ所の採土場跡がある。この他、2次堆積物(主に地すべりによる)も小 規模に分布している。 3.2.3 日流域

日流域は今回流量観測を行っていない。

日流域はほとんどの部分は瀬戸層群とカコウ岩によって構成されている。最北部の 分水嶺付近でこの間に瑞浪層群が挟在している。又、谷出口部分でカコウ岩上に土岐 夾炭累層相当層が分布する(未確認)。日流域の地質図概略図と断面図を次頁に示す (図3-3)。

日流域のカコウ岩は、G流域の場合と同様に風化階層の全てを保存しており、下流部の河床では垂直方向節理の卓越する深層が露出し、山腹斜面や山頂部でシーティング節理卓越部やマサなどの浅表層が露出している。瀬戸層群・瑞浪層群に被覆されているカコウ岩の上面は大部分マサ化していると考えられる。

瑞浪層群は前述のように日流域の一部を占めるに過ぎない。流域北端の瑞浪層群は 地上に露出せず、地下でカコウ岩と瀬戸層群に挟まれ"クサビ形"の形状で賦存して いる。月吉チャンネルの南縁であり、北方に15~30°程度の傾斜でこの基底面は下が っていると考えられる。流域南端の河床付近には土岐夾炭累層相当層が分布している が、これは南方の月吉チャンネルとは別の堆積盆の縁辺部に当たる。

瀬戸層群は日流域では甘草池より上流の山頂平坦面に分布している。基底面は標高 250mのレベルでほぼ平坦面である。ただ、北方のG流域・J流域と接する付近では 270m近い標高に基底面があるため、全般には南にむかって数度の傾斜を持つ平坦面 である。 」流域は谷出口の他、含まれる小流域についても流量観測を行っている。

J流域はカコウ岩基盤・瑞浪層群・瀬戸層群の全ての地質が分布している(分類Ⅰ) 。カコウ岩基盤は南端と北端で標高が高く、南端では一部地上に露出している。月吉 チャンネルの主部に当たるJ流域では基盤の形状が複雑であるため、当然これに載っ ている瑞浪層群(特に土岐夾炭累層相当層)の形態も複雑である。しかし、瑞浪層群 の上面はほぼ平坦と考えてよく 280m前後の標高に揃っている。瀬戸層群はこれらを 覆って 300m以上の標高まで分布している。図3-4 にJ流域の地質概略図と断面図を 示す。

カコウ岩はJ流域の出口付近の小範囲に露出している。主に巨礫の集合体あるいは シーティング卓越部に相当する露頭状況を示し、マサ化部(表層の)は欠除するか薄 い(最大でも数m)。J流域内のカコウ岩基盤でもマサ化部の欠除する部分がかなり 多いと考えられる。

瑞浪層群の露出面積は他流域に比較して広い。ほとんどはこの上部である明世・生 俵累層相当層で、土岐夾炭層相当層の露出は流域出口付近にカコウ岩基盤と共に露出 するのみである。しかし、実際の賦存量(体積)として比較した場合には、潜在する 月吉チャンネルの巾と凹みが大きいため、むしろ土岐夾炭累層相当層の方が体積で前 者と同程度か優っている程である。

瀬戸層群は、山頂平坦面に広く分布しておりJ流域の 250m以上の標高の領域を占 めている。1次体積の瀬戸層群のうち、最奥部の分水嶺付近はゴルフ場になっており、 人工改変されて自然状態にない。又、流域内の東濃鉱山正馬インプレース付近から正 馬様池にかけて、2次堆積の瀬戸層群(赤褐色土壌を基質とする)が広く分布してい る。地すべり性の堆積物というよりも、過去の(更新世?)埋谷堆積物と考えられる。

-81-

E流域では2地点(E1・E2)で流量観測を行っている。

E流域は上流域(流量観測を行った部分)では、ほとんどがカコウ岩と瀬戸層群によって構成されている(分類II)。ただし、このうち北端の分水嶺部だけは瑞浪層群が挟在している。又、下流部ではカコウ岩・瑞浪層群によって構成されており(分類II)、最下流部ではこの上部に瀬戸層群(2次堆積物の可能性あり。他の瀬戸層群と分布標高が違いすぎるため)が分布している(分類I)。E流域の地質概略図と断面図を図3-5 に示す。

カコウ岩はE流域では露出面積は狭く、河床付近に露出するのみである。河床部で は方状節理が密に形成された花崗岩が分布しており、これに対し瀬戸層群直下の花崗 岩はマサ化が著しい(厚さ 5m以下)。瀬戸層群に被覆されたカコウ岩は全面にわた ってマサ化していると考えられる。瑞浪層群に被覆される部分のカコウ岩については 情報が少ないが、E流域内で観察される限りではマサ化部分はほとんどなく、マサ化 部は残存していないと考えられる。

瑞浪層群はE流域では北端部と南端部にわずかに存在している。南端部のものについては情報が少ないが、ボーリングデータ(S101・S122)等からは、南方に広がる月 吉チャンネルとは別の堆積盆の堆積物である。北端部のものは、分水嶺直下に"クサ ビ状"に入り込んで存在しており、明世累層相当層の上部あるいは生俵累層相当層で ある(岩相からは判断できない)。この瑞浪層群は月吉チャンネルの西縁部に堆積し たものである。

瀬戸層群はE流域で最も広い露出面積を持つ地質で、山頂平坦面に広く分布してい る。基底面の標高は流域北端で 275m、南部では 250mであり南に向かって数度の傾 斜を持った平坦面である。又、流域を接するG流域では基底面の標高がやや高くなっ て(270m前後)おり、西側に向かっても数度の傾斜を持っていると考えられる。E流 域に分布する瀬戸層群には基底面位置に陶土あるいは砂質粘土層を含む部分があり、 流域の上流と分水嶺部分で確認できる。又、2次堆積物も谷出口付近に分布している。 T流域では、上流部(狸岩川との合流部から上流)で流量観測を行っている。

丁流域を構成する地質はカコウ岩・瀬戸層群がほとんどで、瑞浪層群は主に中流以下の右岸側に存在しているのみである。丁流域は月吉チャンネルの北縁に当たり、カコウ岩の露出標高が調査地域内では最も高い。他の流域と異なり、瀬戸層群の基底面はカコウ岩原地形に影響されて湾曲した面(凸型の)を持っている。又、瀬戸層群の2次堆積物が多いこと、主流の流路が地質の境界面(カコウ岩・瑞浪層群間の)に当たることも丁流域の特徴として他と区別できるものである。図3-6 に丁流域の地質概略図と断面図を示す。

カコウ岩はT流域の主流および支流の河床付近に露出が見られる。主にシーティン グ節理卓越部(2.2.4 参照)が露出しており、これらは一様に南に10~20°程度傾斜 して月吉チャンネル主部に向かって落ちている。瀬戸層群に被覆される部分ではマサ が残存しているが薄い(1~2m程度)。流域出口までの下流部では谷の開析のため深 部の垂直方向節理卓越部が河床・河岸に露出している。又、T流域の花崗岩の一部に はカコウ岩貫入時の接触変成岩(メタチャート)が小範囲ながら分布していること (狸岩川との合流点付近)、最上流部にカコウ岩の採石場が見られること(新鮮が岩 塊が地表部で得られるということ)などもこの流域の特徴として挙げられる。

瑞浪層群は干流域の中流部で生俵累層相当層のみが露出している。これは月吉チャンネルに堆積したものの北縁部に相当し、流域内では南に向かって急激に層厚を増した"クサビ状"の形態を持っている。干流域の範囲内には土岐夾炭累層相当層は存在していない。瀬戸層群に被覆される干流域の生俵累層相当層には割れ目が発達しており、瀬戸層群堆積時に形成されたものと考えられる(2.2.4 参照)。

瀬戸層群は前述のように他流域と異なり平坦面に堆積しているのでなく、凹凸のあ る緩斜面にかこまれた山地を被覆して堆積している。基底面標高が最も高いのは狸岩 から柄石峠南部にかけての地域で 350m前後で、最も低いのは明世ゴルフ場付近(瑞 浪層群と接する部分)で 280m前後である。小規模な凹凸も下流域ではよく観察でき、 直径10m~20m程度で深さ 2m程度の"凹地"は瀬戸層群堆積時の花崗岩上に存在し ていたことが確認できる。下流域の上流部には採土場が多く、こうした凹地の堆積物 として陶土が堆積していると推定できる。この他、下流域に埋谷ないし地すべり堆積 物と考えられる瀬戸層群の2次堆積物が谷底部に広く分布している。 3.2.7 F流域

F流域では1点(F1)で流量観測を行っている。

F流域の地質構成はほぼカコウ岩・瀬戸層群からなっている(分類Ⅱ)が、最下流 部の小範囲に土岐夾炭累層相当層が分布する(分類Ⅲ)。最上流部に土岐北高校など の施設があり、人工改変が現在も進んでいる。F流域の地質概略図と断面図を図3-7 に示す。

カコウ岩は隣接するE流域・G流域最下流部と同様に、カコウ岩風化殻の深部であ る垂直方向節理卓越部の露出が河床部で見られ、山頂に向かって風化殻の上部が分布 している。土岐北高校周辺では瀬戸層群の下位でマサが厚く存在している(5m以下)。 又、流域左岸側の分水嶺に石英斑岩脈が露出している。

瑞浪層群は最下部の土岐夾炭層相当層だけが最下流部に分布している(未確認、動 燃1988による)。E流域の場合と同様にカコウ岩基盤上に薄く載っているため、河床 部では下位のカコウ岩が露出している。

瀬戸層群は最上流に標高 260m以上の地域を占めて分布している。前記のように人 工改変が著しいため、流量観測データの信頼性は低い。 Ⅰ流域と匹田池上流では各1点の流量観測を行っている(Ⅰno.24 ・no.25)。

「流域はカコウ岩・瑞浪層群によって構成されており(分類Ⅲ)、匹田池上流はこれに瀬戸層群が加わる(分類Ⅱ)。「流域には顕著な地すべり(あるいは陥没)が存在しており、瑞浪層群がプロック化して谷底に集積しており末端部で開口割れ目が観察できる(2.2.4 参照)。匹田池上流は河床部にカコウ岩が分布し部分的に瑞浪層群が載っている。最上流部では瑞浪層群は欠除し、カコウ岩・瀬戸層群という構成を持っている。両流域の地質概略図・断面図を図3-8 ・図3-9 に示す。

カコウ岩は両流域とも山頂部で厚いマサを形成している(厚さ 5m以上)。このマ サは瀬戸層群・瑞浪層群の被覆域に連続して分布している(匹田池左岸)。両流域の 花崗岩はほぼ全域でマサ部を持つと推定できる。

瑞浪層群の露出はほとんどが明世累層相当層であるが、匹田池上流の河床部では下 位の土岐夾炭層相当層が小範囲に露出している。ボーリングデータ(A156など)によ れば地下には同層が厚く存在しており、カコウ岩基盤は特に1流域に向かって急激に 落ち込み深い谷を形成している。これが前述の地すべりとどのような関係にあるかは 不詳である。

瀬戸層群は匹田池最上流にのみ分布しており、基底面の標高は 240~ 250mでほぼ 平坦面と考えられる。又、これと近接して2次堆積物が分布しており、地すべり堆積 物の可能性が高い。 **3.3 電気伝導度の測定** 

3.3.1 電気伝導度の測定結果

表3.3.1 に調査地域の流量、電気伝導度、流域面積、流出高をまとめる。また、 図3.3.1 、図3.3.2 に調査地域の電気伝導度測定結果(水温25 Cの場合に換算) を示す。電気伝導度は、断面積1 cm、距離1 cmの相対する電極間にある水が持つ 電気抵抗の逆数で、水が電流を伝導する能力を示すものである。

昨年度の報告では、電気伝導度が地質と密接な関係がある事を報告した。

以下には、昨年度表層地質と電気伝導度の関係を検討した結果を基に、本年度 の電気伝導度測定結果を検討する。

以下には表層地質の分布別におこなったそれぞれの分類において、昨年度それ ぞれの分類に該当した測点のうち、本年度同一地点において測定を行った流域を あげ、括弧内に昨年度と今年度の電気伝導度測定値を記入する。あわせて本年度 に新たに測定を行った流域についてそれぞれの分類に該当する流域を列挙し、括 弧内に今年度の電気伝導度測定値を記入する。

Ⅰ. 主に砂礫層からなる瀬戸層群が流域を広く占める測点では、昨年度20 μS /cm 以下と非常に小さな値が測定され、溶存電解質の量が少ないことを示した。

これに該当する流域は本年度においても低い電気伝導度が測定された。

-該当する流域 I-

G - 7 (3 O  $\mu$ S/cm → 2 2  $\mu$ S/cm 、  $\beta$ k募±k  $\beta$  $\mu$ 7%  $\bar{q}$  )

あらたに測定した流域

- L

No.1-G (14µS/cm )  $\$  No.9-G (18µS/cm )  $\$  No.14 -J (21µS/cm ) No.7-G (16µS/cm )

番号	流	董	流域面積	電気伝導度		
-	(1/sec)	(m^3/day)	(km <sup>1</sup> )	(µs/cm)	(mm/day)	
)-7下流	2.31	199.58	0.1760	37	1.1340	
E-1	3.90	336.96	0.3314	14	1.0168	
E-2	3.40	293.76	0.3940	16	0.7456	
F-1	2.74	236.74	0.2316	24	1.0222	
G-7	0.15	12.96	0.0189	22	0.6857	
G – 8	1.84	158.98	0.2528	22	0.6289	
G – 9	20.10	1,736.64	1.5589	62	1.1140	
G 10	34.10	2,946.26	2.3793	56	1.2383	
No.1-G	0.19	16.07	0.0030	14	5.3567	
No.2-G	9.80	846.72	0.7270	36	1.1647	
No.4-G	1.34	115.77	0.0990	15	1.1694	
No.7-G	0.52	44.93	0.0250	16	1.7972	
No.9-G	0.03	2.68	0.0100	18	0.2680	
I-1	0.05	4.32	0.0194	160	0.2227	
No.24 - I	0.23	19.53	0.0580	81	0.3367	
J-1	0.07	6.05	0.0062	96	0.9758	
J-2	0.14	12.10	0.0190	44	0.6368	
J-4	0.22	19.01	0.0351	54	0.5416	
J-5	0.42	36.29	0.0402	47	0.9027	
J - 6	0.40	34.56	0.0405	39	0.8533	
J - 7	4.38	378.43	0.4653	42	0.8133	
J-8	6.71	579.74	0.5349	42	1.0838	
J-9	7.22	623.81	0.8164	52	0.7641	
No.14-J	0.02	1.73	0.0130	21	0.1331	
No.17-J	0.95	82.08	0.0550	33	1.4924	
No.25-N	0.62	53.57	0.0620	18	0.8640	
T-2	2.10	181.44	0.2101	15	0.8636	
T-3	29.70	2,566.08	2.2115	39	1.1603	

## 表3.3.1 流量・電気伝導度測定結果

.





0

図3.3.2 89年の電気伝導度

Ⅱ.明世累層等瑞浪層群の主に砂岩および泥岩からなる堆積岩が流域を広く占める測点(約8割以上)では、昨年度の調査結果では100µS/cm以上の測定値が得られる地点が多く、溶存電解質の量が多いことが判明した。 これに該当する流域は本年度においても高い電気伝導度が測定された。

-該当する流域 Ⅱ-

I = 1 (137 $\mu$ S/cm  $\rightarrow$  160 $\mu$ S/cm )

あらたに測定した流域

No.24-J ( $81 \mu$ S/cm)

■. 花崗岩の上部に瀬戸層群が分布し、表層地質の分布が、花崗岩と瀬戸層群 からなる流域の測点では、低い電気伝導度の測定値(14~21µS/Cm)が昨年 度の調査結果から得られた。これは、瀬戸層群から流出する電気伝導度の低い地 下水が、花崗岩の流出高が相対的に低く、流出量も少ない花崗岩からの地下水を 希釈し電気伝導度を低下させるために、比較的低い電気伝導度が測定されるもの と考えられた。

これに該当する流域は本年度においても低い電気伝導度が測定された。

-該当する流域 Ⅲ-

- E1 ( $18\mu$ S/cm  $\rightarrow 14\mu$ S/cm ), E2 ( $19\mu$ S/cm  $\rightarrow 16\mu$ S/cm ),
- T 2 (18 $\mu$ S/cm  $\rightarrow$  15 $\mu$ S/cm )

あらたに測定した流域

No.4-G ( $1.5 \mu$ S/cm), No.25 -N ( $1.8 \mu$ S/cm)

Ⅳ.明世累層を主とする瑞浪層群の上部に瀬戸層群が分布し、表層地質の構成 がこの両者からなる流域では、瑞浪層群から流出する地下水によって涵養される と考えられる河川水の影響で、瀬戸層群のみが分布する流域に比較して高い電気 伝導度が測定され、瑞浪層群が流域を広く占める流域に比して低い値が昨年度の 調査結果から得られた。

これに該当する流域は本年度においても中間的な電気伝導度が測定された。

ー該当する流域 IV-

G8(34 $\mu$ S/cm→22 $\mu$ S/cm), J5(62 $\mu$ S/cm→47 $\mu$ S/cm) J6(48 $\mu$ S/cm→39 $\mu$ S/cm), J7(88 $\mu$ S/cm→42 $\mu$ S/cm) J8(75 $\mu$ S/cm→42 $\mu$ S/cm), J9(78 $\mu$ S/cm→52 $\mu$ S/cm) あらたに測定した流域 N0.2-G(36 $\mu$ S/cm), N0.17 – J(33 $\mu$ S/cm)

V. このほか、ゴルフ場・集落等人工的な汚濁が影響を与えていると考えられる流域。

これに該当する流域は、F-1、G-9、T-3で40%以上電気伝導度を減 じた。また、流域面積の広いG-10においては減少の割合が小さい。さらに、 J流域においては減少の割合が小さいほか、J-4においては増大している。

- 人工的な汚濁が考えられる流域 V-(括弧内のローマ数字は該当する流域、続いて予想される汚濁源を示す) F-1(54 $\mu$ S/cm→24 $\mu$ S/cm、Ⅲ、学校等) G-9(121 $\mu$ S/cm→62 $\mu$ S/cm、Ⅱ、鉱山) G-10(78 $\mu$ S/cm→56 $\mu$ S/cm、Ⅱ+IV、鉱山・集落等) J-1(122 $\mu$ S/cm→96 $\mu$ S/cm、I、ゴルフ場) J-2(50 $\mu$ S/cm→44 $\mu$ S/cm、I、ゴルフ場) J-4(48 $\mu$ S/cm→54 $\mu$ S/cm、I、ゴルフ場) T-3(68 $\mu$ S/cm→39 $\mu$ S/cm、Ⅲ+IV、集落・事業所等) 以上電気伝導度の測定結果からは、昨年度と同様な傾向が得られ、瀬戸層群中 での地下水の動きは速く、涵養から流出までが比較的短時間でおこる(滞留時間 が短い)環境にあると考えられた。瑞浪層群等の堆積岩地域で電気伝導度が高い のは、地下水の流速が遅いこと、流動経路が長い(滞留時間が長い)こと、地質 、そのものの化学的作用の影響などが考えられた。

滞留時間は、地形、地質の構造、水理的な物理特性(割れ目密度、透水性、有 効間隙率等)等により決定されるため、これらの要素を明らかにしつつ調査を今 後行っていく必要がある。地質そのものの化学的作用の影響は、水質分析のほか、 堆積岩の地球化学的な分析を行い、明らかにしていくことが望まれる。

電気伝導度の増加率表

測点	増率	測点	増率
	%		%
E - 1	78	J-2	88
E-2	84	J-4	114
F-1	44	J-5	76
G-7	73	J-6	81
G-8	65	J-7	48
6-9	51	J-8	56
G-10	72	J-9	67
[-1	112	T-2	83
J-1	79	1-3	57

図 3.2.2.1に昨年度と今年度の電気伝導 度測定値の比較図を示す。

左表の電気伝導度の増加率表は今年度の 電気伝導度測定値の昨年度の電気伝導度測 定値に対する増加率を示したものである。

40%以上減少した流域としてF-1,G-9. J-7,J-8,I-3の5流域があげられる。

これらの流域のうちF-1,G-9,F-3 の3流 域は、昨年度の調査で人工的な汚染により 電気伝導度が高い値を示すと考えられた地 域であった。この3流域については、今年 の降雨量が昨年の降雨量に比較し豊富であ った(1月の降水量は昨年度34mm、今年度 125mm)ため、希釈効果により電気伝導度 が減少したと考えるのが妥当であろう。

J-7、J-8 流域(正馬様)は、昨年度報告書において瑞浪層群上部に瀬戸層群が 分布し、流域の表層地質分布がこの両者からなる場合は、電気伝導度が瀬戸層群 のみから構成される流域よりも高く、瑞浪層群からなる流域よりも低い値が形成 されるとした流域である。このことからJ-7,J-8 の両流域の河川水は、今年度の 測定時において電気伝導度の低い瀬戸層群からの流出成分が昨年度に比較し、そ の比率を大幅に増大させた結果、電気伝導度を大きく低下させたと考えられる。 但し後述するように、瀬戸層群中の浅部と深部において、地下水水質の相違が認 められる可能性があり、瀬戸層群中の表層に近い地下水の流出量比が増大した結 果、電気伝導度が減少したことも考えられる。

その他の正馬様流域の測点においては、昨年度人工的な汚染が考えられるとし たJ-1, J-2, J-4 流域のうち、J-1, J-2, の2測点が電気伝導度を減少させている。 しかし、J-4 流域は電気伝導度を14% 増大させている。これは、J-4 流域の汚染 が進んだ、表層付近の汚染度が高く、降雨により汚染度の高い地下水が流出した 等の原因が考えられる。J-1, J-2, J-4 流域は人工的な汚染を受けてはおらず、J-1, J-2 流域が希釈効果により電気伝導度を減じ、J-4 流域は比較的深い部分の電 気伝導度の高い地下水が押し出された結果、電気伝導度を増大させたと考えるこ

	·····	流			流域面積	龟気伤	導度	派出育		
番号	· 88		<b>'</b> 89			'88	<b>'</b> 89	<b>'</b> 88	-89	
	1/sec	m^3/day	l/sec	m^3/day	km²2	µs/cn		nn/day		
E-1	1.13	97.55	3.90	336.96	0.3314	18	14	0.2944	1.0168	
E-2	1.46	125.97	3.40	293.76	0.3940	19	16	0.3197	0.7456	
F - 1	0.98	84.33	2.74	236.74	0.2316	54	24	0.3614	1.0222	
G – 7	0.05	4.72	0.15	12.96	0.1890	30	22	0.2497	0.6857	
G-8	0.59	51.24	1.84	158.98	0.2528	34	22	0.2027	0.6289	
$\overline{G-9}$	4.69	404.87	20.10	1736.64	1.5589	121	62	0.2597	1.1140	
I - 1	0.02	1.79	0.05	4.32	0.0194	137	160	0.0923	0.2227	
J-2	0.02	1.63	0.14	12.10	0.0190	50	44	0.0880	0.6368	
J-4	0.03	2.94	0.22	19.01	0.0351	48	54	0.0837	0.5416	
J - 5	0.18	15.98	0.42	36.29	0.0402	62	47	0.3975	0.9027	
J-6	0.16	14.08	0.40	34.56	0.0405	48	39	0.3477	0.8533	
J - 7	1.65	142.13	4.38	378.43	0.4653	88	42	0.3055	0.8133	
J – 8	1.99	172.24	6.71	579.74	0.5349	75	42	0.3220	1.0838	
J - 9	3.29	284.17	7.22	623.81	0.8146	78	52	0.3481	0.7641	
T-2	0.56	48.56	2.10	181.44	0.2101	18	15	0.2311	0.8636	
T-3	9.13	788.57	29.70	2566.08	2.2115	68	39	0.3566	1.1603	

## 表3.2.2.188年及び, 89年の測定結果の比較



'88年及び'89年の電気伝導度比較図



図3.2.2.1 88年及び 89年の電気伝導度比較図



'88年と'89年の電気伝導度の比



図3.2.2.2\*88年と\*89年の電気伝導度の比

• ;

とも可能である。このことは、詳細な水質分析結果を検討することによって明ら かになろう。

J-5.J-6.J-9 流域およびE-1,E-2,G-7,G-8,G-10,T-2の河川水は、J-7,J-8 と同 様に今年度の測定時において電気伝導度の低い瀬戸層群からの流出成分が昨年度 に比較し、その比率を増大させた結果、電気伝導度を低下させたと考えることが できる。但し瀬戸層群中の浅部と深部における地下水水質の相違から、瀬戸層群 中の表層に近い地下水の流出量比が増大し、電気伝導度が減少したことも同様に 考えられる。

1-1 流域の河川水は、12%の電気伝導度の増加が認められる。この流域は表層地 質が瑞浪層群のみから構成されており、昨年度と同様、相対的に高い電気伝導度 が測定された流域である。この流域で電気伝導度が若干増加した原因は、瀬戸層 群のように地下水貯留能の高い地層が表層に存在しないため、希釈効果が得られ なかったことと、降雨により深部の電気伝導度の高い地下水が多く流出し、構成 比が増加したことによると考えられる。

以上のように正馬様をはじめとする各流域においては、降雨量と経過時間によ り地下水流動系に変動が生じていることは明らかである。今後これらの地下水流 動機構は、現場の気象観測、土壌水分量観測、地下水観測、河川流量観測、水質 観測等のデータより明らかになろう。 3.4 河川流量の測定

3.4.1 流出高

らこ

流域相互の性状を比較するため図3.4.1 、図3.4.2 に本年度の流出高計算値を 図示した。流出高は、流量測定地点において、一日の流量の総計をその地点の流 域面積で割った値で、単位はmm/日である。また、比流量は、流出高と同様に 流量(m<sup>3</sup> /sec)を流域面積(Km<sup>3</sup>)で除し100Km<sup>4</sup>あたりの流量に換算した 値であり、単位は、m<sup>3</sup> /sec/100Km<sup>4</sup>である。

河川涵養源のほとんどが地下水であると考えられることから、流出高の大小は、 単位面積あたりの河川への地下水流出量の大小を表していると考えられる。また、 地質・地形・植生・気象等の諸条件の相違により、地下水涵養量、貯留量、流動 速度、流動量、地下水流動系等が変化する結果、地下水の河川への流出の仕方に 相違が生じるため、流域ごとの流出高に格差が生じると考えられる。地質・地形 ・植生・気象条件は、相互依存性があり、各因子を定量的、複合的に解析するこ とは、今後地形別、地質(構造)別のモデル流域での継続的な水文観測・調査等 を行い明らかにしていく必要があろう。

本調査においては、このうち地質と流出高の関係を検討する。

以下には、電気伝導度測定結果の検討を行った表層地質の分布別の流出高について考察する。

括弧内に昨年度と今年度の流出高計算値を記入する。あわせて本年度に新たに 測定を行った流域についてそれぞれの分類に該当する流域を列挙し、括弧内に今 年度の流出高計算値を記入する。





:,

図3.4.2'89年の流出高

Ⅰ.主に砂礫層からなる瀬戸層群が流域を広く占める流域。
これに該当する流域は低い電気伝導度が測定されている。

-該当する流域 I-G-7(0.25mm/day→0.69mm/day、2.8 倍) J-2(0.09mm/day→0.64mm/day,7.2倍) J-4(0.08mm/day→0.54mm/day,6.5倍)

あらたに測定した流域

No. 1 - G (5.36mm/day), No. 9 - G (0.27mm/day) No. 14 - J (0.13mm/day), No. 7- G (1.80mm/day) J - 1 (0.98mm/day)

本分類に該当する流域では、流量測点において基盤岩が露出している場合には 高い流出高を示し、流量測点が瀬戸層群上に位置する場合は、低い流出高を示す 場合が多いことが特徴である。これは瀬戸層群中を流れる地下水の多くが基盤岩 との境界付近から地表に流出することを示していると考えられる。

Ⅱ. 主に砂岩および泥岩からなる瑞浪層群が流域を広く占める流域
これに該当する流域は、高い電気伝導度が測定された。

-該当する流域 Ⅱ-

I = 1 (0.09mm/day $\rightarrow$ 0.22mm/day, 2.4 倍)

あらたに測定した流域

No.24-I (0.34mm/day)

本分類に該当する流域は、瀬戸層群に比し、透水性、地下水貯留能等が劣る岩 石からなる流域であり、このような流域で流出高が低くなっている。

- □. 花崗岩の上部に瀬戸層群が分布し、表層地質の分布が、花崗岩と瀬戸層群 からなる流域
- これに該当する流域は、低い電気伝導度の測定値が得られている。

-該当する流域 Ⅲ-

- E 1 (0.29mm/day→1.02mm/day,3.5倍)
- E 2 (0.32mm/day→0.75mm/day,2.3倍)
- T 2 (0.23mm/day→0.86mm/day,3.7倍)
- F-1 (0.36mm/day→1.02mm/day,2.8倍)
- T 3 (0.36mm/day→1.16mm/day, 3.3倍) (但しⅢ+Ⅳ)

あらたに測定した流域。

No. 4 - G (1.17mm/day) No. 25 - N (0.86mm/day)

本分類に該当する流域は、比較的流出高が高い。これは、瀬戸層群中に貯留さ れた地下水が、透水性の相対的に低い基盤岩である花崗岩の境界付近から地表に 多く流出しているためであると推定される。また、本分類のうち流域に占める花 崗岩の面積割合が広い流域においては、流出高が低くなる傾向が認められること からも、瀬戸層群からの地下水流出量が流出高を左右していることが分かる。

Ⅳ. 瑞浪層群の上部に瀬戸層群が分布し、表層地質の構成がこの両者からなる 流域

これに該当する流域は、中間的な電気伝導度が測定された。

-該当する流域 Ⅳ-

- G-8 (0.20mm/day→0.63mm/day, 3.1倍)
- J 5 (0.40mm/day→0.90mm/day,2.3倍)
- J-6 (0.35mm/day $\rightarrow$ 0.85mm/day,2.5倍)
- J = 7 (0.31mm/day $\rightarrow$ 0.81mm/day, 2.7倍)
- J 8 (0.32mm/day→1.08mm/day,2.2倍)
- J 9 (0.35mm/day→0.76mm/day,3.7倍)
- G 9 (0.26nm/day→1.11mm/day, 4.3倍)
あらたに測定した流域

No.2-G (1.16mm/day) , No.17 - J (1.73mm/day)

本分類に該当する流域は、比較的流出高が高い。これは、分類 II と同様に瀬戸 層群中に貯留された地下水が、透水性の相対的に低い基盤岩である瑞浪層群の境 界付近から地表に多く流出しているためであると推定される。また、瀬戸層群か らの地下水流出量が流出高を左右していることがわかる。

この他、流域面積が大きく分類ⅢとⅣが同居するG-10(1.24mm/day)にお いても高い流出高が得られている。

以上流出高の検討結果からは、昨年度と同様な傾向が得られ、瀬戸層群からの 地下水流出量が相対的に多く、瀬戸層群中に涵養された地下水は、その多くが瀬 戸層群と下位の基盤岩との境界部分より地表に流出していることが推定された。

特に瀬戸層群は高い地下水貯留能・透水能をもち、流量に大きく寄与し、地域の地下水流動系を制約していることが推定された。

3.4.2 昨年度測定結果との比較検討

図 3.4.2.1に昨年度と今年度の流出高計算値の比較図を示す。また、図 3.4.2 、2に昨年度と今年度の流出高の比を図示する。

J-2 (0.09mm/day→0.64mm/day,7.2倍)、J-4 (0.08mm/day→0.54mm/day ,6.5倍)の両測点の増加が顕著であるが、これは昨年度の河川流量測定値が伏流 の影響で過少に測定されたためである。その他の流域については2~4倍程度の 流出高を示しているが、今年度は降雨の影響が大きく、観測日時の違いにより流 量が変動していることから厳密な議論は行えないが、図 3.4.2.1に示したように 流域間の相対的な傾向は相似的であることがうかがえる。 しかし、少なくとも瑞浪層群堆積以前に当時の風化作用によってマサは形成されてい ることは明らかである。又、東濃鉱山の坑道内でも、新第三系の堆積盆の基底にはマ サあるいは風化程度の進んだカコウ岩が連続的に分布することが考えられる(2.2.5、 3.2 参照)。

マサは瀬戸層群と直接接するカコウ岩の上部にも分布しており(賤洞最上流部・土 岐北高校周辺)、又明世累層相当層と接する部分(匹田池周辺)でも見られる。これ らは上記の推論を支持するものである。

以上からカコウ岩は風化によってその表面に、透水性のよいマサ層を現地表と堆積岩 類の下部に連続的に持っていると考えられる。

カコウ岩の割れ目

2.2.4 で述べたようにカコウ岩の割れ目には階層構造が見られ、シーティング節理 卓越部の下位に垂直方向節理卓越が存在するという構成を持っている。

特にシーティング節理卓越部は、この節理に地下水の流れがあったものと思われ、 新鮮な露頭では節理の部分だけが茶褐色に変色している。 図4-1 に日吉川 出口付近での露頭で見られる模式的な柱状図を示す。



図4-1 日吉川出口で見られるカコウ岩割れ目(シーティング節理)周辺の褐色化 図示したように、褐色変色は垂直方向の割れ目よりもシーティング節理での方が顕 著である。これは、カコウ岩体の内部では垂直方向の割れ目よりもシーティング節理 の方が水が通り易いことを示している。これには、シーティング節理の方が地表水に 近接していることが影響していると思われるが、割れ目の連続性についてシーティン グ節理が垂直方向の節理に勝っていることを示すものだろう。

2.2.5 では、節理のうちシーティング節理の方が先行して生じていることを述べた。 とすると、地下水の流動は長い時間のうちに、シーティング節理を利用する流れから 垂直方向節理を利用する流れに変わっていくとも考えられる。しかし、割れ目周辺の 岩盤劣化状況を考えると、地質時代を通じて地下水の流動はシーティング節理を利用 した流れの方が優勢で、垂直方向の節理を利用する流れは極く少なかったものと推定 される。シーティング節理はカコウ岩体の風化殻の下部への流れを遮閉していたとも 考えられる。

柄石川中流部ではシーティング節理から水が染み出しているのが見られた。

これは、現在もシーティング節理が地下水の流動を規制している状況は変化し ていないことを示すと考えられる。

### 石英斑岩 (Quartz Porphyry)の割れ目

石英斑岩はカコウ岩とはやや異った風化状況・割れ目状況を呈している。日吉川下 流部には、カコウ岩中の岩脈として幅 7~8mの鉛直的な石英斑岩脈が観察される。 岩体一面に柱状節理とこれに直交方向の節理が発達しており、前者は節理面間隔が30 ~50cm程度、後者は 1.0m前後の間隔を有している。つまり石英斑岩は 0.3~0.5× 1.0mの長柱状の岩塊が積み重なっている産状を示す。又、カコウ岩のような明瞭な 風化階層(2.2.5 参照)を持っておらず、マサ化したカコウ岩の部分でもシーティン グ節理卓越部でも上記の産状は変化していない。石英斑岩はこうした産状のために崩 落しやすく、谷地形を形成している(図4.2)。

石英斑岩は露頭で確認したものは日吉川下流の 1本の岩脈だけで、他には礫岩中の 際として見い出されるのみである。しかし、動燃(1988)によれは月吉鉱床西下のカ コウ岩体中にも数本の岩脈が認められている(2.2.2 参照)。

石英斑岩中の割れ目には褐色化(limoniteによるもの)などは見られない。カコウ 岩での割れ目の議論を石英斑岩にも適用すると、石英斑岩中の割れ目も連続性が悪く、 水みちとしては重要でないと考えられる。



図4-2 石英斑岩とカコウ岩の風化階層模式断面

r,



図4-3 調査地域のカコウ岩中に推定される透水性の垂直的変化

マサ層は砂状であり、有効間隙率は非常に高い。物質として等方体であると考えられるから、有効間隙は網状に密に連続していると考えられる。

これに対しシーティング節理卓越部は特定の水みちを持っており、massとしての透水性は高いが、マサ層とのシャープな境界部で多くのマサから供給された水は遮断され、一定量の水だけがシーティング節理の下部まで達するものと考えられる。

瑞浪層群は固結岩類で構成されている。このためカコウ類での検討と同様に粒度構 成・割れ目・風化程度について検討する。

## 瑞浪層群の粒度構成

2.2.2 で述べたように瑞浪層群の粒度構成は下位ほど粗粒になっている。模式図を 下に示す(図4-4)。



図4-4 瑞浪層群の粒度構成の変遷

これらは同一堆積盆で続成作用をうけており、下位ほど固結度が高いと考えられる。 未固結時には粒度構成を利用して透水性を論ずることもできるが、固結岩の場合には 粒度による透水性変化は少なくとも露頭観察によっては行うことができない。

## 瑞浪層群の風化程度

瑞浪層群は地表に露出するものはかなり風化しており、スレーキングのほか土壌化 も見られる。これらは表層数10cm程度のものが多く、最大でも 2mを越えることは少 ないと思われる。これらを通じて地表水が浅層地下にもたらされることはあっても深 部までの供給は表面の風化によっては起こり得ず、割れ目を伝うと考えられる。

瑞浪層群の風化で注目すべきは最上部生俵累層相当層の上面に瀬戸層群による削剥 による割れ目が形成されている点(2.2.5 参照)で割れ目周囲は劣化し黄変している。 瀬戸層群からの瑞浪層群への水の供給経路のひとつと考えられる。これは同様の地質 構成の場合に普遍的に形成されているものではなく、調査地域内では柄石川周辺の2 ヶ所で確認されているのみである。

### 瑞浪層群中の割れ目

2.2.4 で詳述したように、瑞浪層群中で地質時代と現在の水の流動に影響すると思われるのはlimoniteを充てんした割れ目とシャープな面を持った割れ目である。

地形リニアメントと一致するものが多いこと(2.2.4 参照)からも、これらの連続 性は示されると言える。特に割れ目頻度が 1mあたり 3本を越えるような顕著な割れ 目集中帯を形成する割れ目はカコウ岩基盤の割れ目に連続する走向を持つもので、瑞 浪層群だけでなくカコウ岩中まで達する可能性を持つものである(図4-5)。

この他に、2.4節で指摘した陥没に伴う割れ目は地下水の涵養といった点では重要 なものであり、深部への水の到達について limonite 充てん割れ目とシャープな割れ 目の存在と共に重要と思われる。



図4-5 カコウ岩と瑞浪層群にまたがる割れ目(正馬様洞出口付近)

瀬戸層群は半固結岩であるから、前述のカコウ岩・瑞浪層群の場合と異なり割れ目 についての議論を要しない。

### 瀬戸層群の粒度構成

瀬戸層群は半間結でしかも粗粒砕屑岩主体のものであるため、調査地域の地下水の 涵養にとって重要な岩相である。ここで最も問題になる点は粒度構成とその平面的・ 垂直的な分布状態である。

瀬戸層群の粒度構成は下図4-6のようなものである。



図4-6 瀬戸層群の粒度構成の変遷

下部に陶土と凝灰質細粒物を基質とする礫岩が存在し、上部に砂を基質とする砂礫 (岩)が存在している。クサリ礫が存在するのはこの下部(土岐口累層相当層)に限 られ、上部の砂礫層にはクサリ礫は全く含まれず、古生層の礫が大勢を占めている。

顕著な地下水流動の痕跡はこのクサリ際の存在と limonite の沈積によって表現されている。これは本層の下部に集中しており、板状や縞状に沈積しているものが見られる。

### 瀬戸層群の風化程度

瀬戸層群は未固結岩の下は風化の影響が著しく、2次的に移動した堆積物も多い。 2次堆積物には次のものがある。

① 赤色土壌を基質とする礫層(更新統?)

湿原上の礫原を形成する礫層(完新統)

- ③ 崩積土・渓床堆積物( ")
- ④ 地すべり性堆積物( " )

①は普遍的に見られるもので、瀬戸層群の堆積標高から数10m低い位置に分布して おり埋谷堆積物と見なせる。②、③は現世の堆積物であり沖積堆積物として今回は考 慮に入れない。④は航空写真判読の結果見い出されたもので、詳細は次節で述べる。

瀬戸暦群は現在の谷系によって著しい削剥を受けており、基盤の岩石が露出してい る場合が少なくない。過去の地下水流動に対する寄与と現在のそれとは役割としては 変化していないと思われるが、その影響力において削剥された分だけ減少していると 考えるべきである。

### クサリ礫の形成

瀬戸層群の下部、土岐口累層相当層は顕著な変質作用を被っており、カコウ岩、濃 飛流紋岩の礫は軟化したいわゆる"クサリ礫"となっている。これは 2.2.5・2.2.6 で述べたように鮮新世の風化ポテンシャルの高い時期の産物であって、現在より活発 な風化作用(地層中の地下水の流動による)によって地層中の成分が溶脱された結果 である。軟化し粘土化した礫は透水性が基質部分よりも高くなっており、 limonite が集中的に沈積している。 4.1.4 調査地域の地質中の透水性分布

以上の議論をまとめると現在の地下水の挙動に関しては次の点が重要である。

カコウ岩 ………………シーティング節理分布の把握

マサの分布の把握

瑞浪層群 linonite充てん割れ目とシャープな割れ目分布の把握 地すべり・陥没地形の深部の状況の把握

各地質区分で挙げた柱状図を併せて本地域の地質中の透水性の垂直分布を示す。 図4-7 に示したように定性的な透水性分布は瑞浪層群を挟んで上と下に透水性の高い 岩相が分布している。地下水の垂直的な移動は瀬戸層群に涵養された水が瑞浪層群中 の割れ目を伝ってカコウ岩に達するという経路をとると考えられる。

又、こうした垂直的な流れの他に堆積盆基盤のカコウ岩の傾斜を利用する流れも存 在すると考えられ、量としてはこの方が多いと思われる。図示した模式図はいわば堆 積盆の中心部での垂直的な水の流れであり、盆の周辺部では地質構成が異なっており 地下水の流動も異なる。次節ではこうした地質構造を考慮した地下水流動について論 じる。



図4-7 調査地域に分布する岩相中に推定される透水性の垂直的変化

4.2 地下水盆区の想定

2章では本地域の地質構成と地質構造について詳述し、3章で流域単位の水理地質構造の概説を行った。又、前節では調査地域の地質毎の透水性について定性的なまとめを行った。本節ではこれらを総合する形で調査地域での深層地下水の三次元的な挙動について、地下水盆区を設定するという形でのまとめを試る。

前節までの議論から、調査地域内の地下水の滞水層は次のものが想定できる。

浅層地下水の滞水層: 瀬戸層群と下位の境界部 深層地下水の滞水層: 基盤カコウ岩と瑞浪層群の境界部

瑞浪層群中にも透水性の良い層準が存在するが、それがそのまま滞水層として設定で きるかどうかには疑問がある。全体には10<sup>-4</sup>~10<sup>-8</sup>オーダーの透水係数を持っており、 半~難透水層で上記の滞水層と比肩し得る滞水層は設定できない。

調査地域の地下水盆区分

以上の条件から調査地域の不透水性基盤としてカコウ岩(新鮮な)を、難透水層に瑞 浪層群、透水層として瀬戸層群とカコウ岩表層部(マサ)をそれぞれ設定して地下水盆 区を想定する。

図4.8 に地質図・断面図に基いて描いた地下水盆区分図を示す。これは調査地域の主 要な地質構造である月吉チャンネルの深部への地下水の到達経路の図示に主眼を買いて おり、現在の地形や地質分布を幾分略化して表現している。又、チャンネル構造の谷系 については動燃1988に基いている。

図4.8 からは以下のようなことが読み取れる。

- 不透水性基盤(カコウ岩)の分水嶺は瑞浪層群分布域を取り巻いており、両線が 一致するのは一部(定林寺湖〜 )に限られる。
- ② 月吉チャンネル内の谷系(支チャンネル)の延長が地上に露出するのは、柄石川 流域と賤洞川最上流に限られる。



図4-8 調査地域の基盤分水界から推定される地下水盆区と瑞浪層群の堆積範囲 A:月吉チャンネル区 B・C・D:月吉チャンネル涵養区 E・F:非月吉チャンネル区 G:非月吉チャンネル涵養区 ②:瑞 浪 層 群 ★★★・カコウ岩基盤の分水界

- ③ 現在の谷系によって初生の地質分布は乱されており、特に柄石川下流部(常道川 との合流部〜日吉川との合流部)では基盤カコウ岩の傾斜方向を分断して谷が形成 されており、特に削剥が著しい地域と考えられる。
- ④ 現在の谷系によって瑞浪層群が削剥されて了った地域は柄石川中流部(狸岩川との合流部〜常道川との合流部)だけである。

瑞浪層群を難透水層とした場合には、地表水が地下チャンネル底部に到達する機構は 不透水性基盤上のマサを介した流動が主要なものと考えられる。3.2 で述べたように基 盤上のマサはE流域(大洞川)とJ流域(正馬様洞)を除く大部分の流域の地下にほぼ 連続して形成されていると考えられるから、図4.8 の破線部分(瑞浪層群の残存部の境 界線)が地表水の地下への流入口と考えられる。特に柄石川全流域(狸岩川・常道川を 含む)は流域面積と"流入口"に接触する範囲の点で群を抜いており、地下への地表水 の流入の大部分をまかなっていると考えられる。これに次いで定林寺川(定林寺湖より 上流)の涵養量が多く、賤洞川最上流域と月吉チャンネルの南縁に接触する流域(腱洞 川中流・日流域上流)の涵養量はわずかであろうと思われる。

調査地域内の南部の地下水盆区はその全体の形態が現時点で明らかでないが、次の諸 点については月吉チャンネルの場合との相違として指摘できる。

- ① 瑞浪層群分布域が山地を形成していない。
- ② 瑞浪層群・瀬戸層群の到達標高が一様に低い(数10mの差)

これらの相違点が構造運動の結果であるか、初生の堆積時からのものであるかは現時点 では不明である。又、これらと関連して匹田池付近と「流域に見られる地すべり(ある いは陥没)も地質構造の上で、又地下水涵養の意味からも解決されるべき問題である。

以上から、調査地域の地下水盆の区分を図4.9のように設定することができる。想定 される流線を矢印で示してある。

地下水盆区とリニアメント

2.2.4 で示した割れ目系とリニアメントの分布は、瑞浪層群分布域では調査地域の東 側ほど増加する傾向を示した。しかも、瑞浪層群の層厚の厚い部分でリニアメントの集 中する区域が見られた。これらの事実は、リニアメントがチャンネル構造に規制されて いる可能性を示すものである。 図4.9に調査地域のチャンネル構造とリニアメントを重ねて示した。明らかな傾向として読み取れるのは次の点である。

① 月吉チャンネルの分水界に沿うリニアメントが周囲に存在する。

② 現在の谷系とチャンネル構造の谷系が一致する部分にはリニアメントが存在する。

これらの点はチャンネル構造の形状が割れ目系を支配することを強く示している。

2.2.5 項で、リニアメントは limonite 充てん割れ目・シャープな割れ目の走向に合 致する傾向を持っていることを指摘した。又、こらの割れ目の形成時期は瀬戸層群堆積 前後と考えた(図2.33)。つまり、瑞浪層群が固結状態で形成された割れ目であると考 えた(2.2.6 のVの階程)。

この時期の割れ目に limonite を充てんするものが多いことは、瀬戸層群堆積後にこの割れ目を利用した地下水挙動が存在したことを示しており、これは現在に至っても継続している可能性(他の種類の割れ目とともに)がある。

しかし、現段階ではこれらを全体の地下水涵養量に対する割合として示すことは不可 能であり、現段階での調査地域の地下水涵養機構のモデルとしては瑞浪層群を難透水層 として設定するのが最も現実に近いものである。

地下水涵養に対する瀬戸層群の役割

図4.9 に示した地下水盆区分図では瀬戸層群の存在は無視して図化しているが、前述 のように調査地域の浅層地下粋については瀬戸層群がその多くを貯留しているものと考 えられる。昨年度・一昨年度の報告書に示したように、このことは渇水期の河川流量が 瀬戸層群の体積と比例関係にあることで裏づけられている。瑞浪層群を難透水層に、カ コウ岩基盤を不透水性基盤と見なす場合、残る瀬戸層群は調査地域の浅層地下水の貯留 とともに深層地下水の涵養を担っていると考えられる。

本節で記述したように、調査地域の深層地下水は柄石川流域・定林寺川流域の河川水からの涵養量が最も多いと考えられ、これらはいづれも瀬戸層群とカコウ岩基盤によって構成されている。

瀬戸層群には顕著な変質作用(溶脱作用)の痕跡(クサリ礫の存在)が残されており、 現在以上に瀬戸層群中の地下水の貯留量が多く、流動が活発であったと考えられる。



図4-9 調査地域の基盤分水界から推定される地下水盆区とリニアメント集中域
A:月吉チャンネル区 B・C・D:月吉チャンネル涵養区
E・F:非月吉チャンネル区 G:非月吉チャンネル涵養区
○:瑞 浪 層 群
○:リニアメント集中域

瀬戸層群が未固結岩で瑞浪層群・カコウ岩が固結岩であるという基本的な地下水理条件 が瀬戸層群堆積時以降変化していないことは、瀬戸層群堆積の前後に形成されたとされ ている月吉ウラン鉱床には瀬戸層群を通過しこの成分を溶在させた地下水が鉱床形成を 促したことを示している。この地下水の鉱床形成場への到達機構も現在と同様のものと 考えられる。

月吉ウラン鉱床形成時と現在の地下水理条件の相違点は次の諸点である。

- ① 気候が現在より温暖であったために、風化のポテンシャルが現在より著しく高く 瀬戸層群内では溶脱作用が付加作用に優っていた。地下水の化学成分は現在よりも 溶存成分に富んでいた。
- ② 瀬戸層群が調査地域全域を厚く覆っており、瀬戸層群の涵養する地下水量が現在 以上に多かった。
- ③ 現在の谷系が形成される以前であり、地表水・地下水の流動系は基本的に全て基 盤岩の形状に支配されていた。このことは現在のように地表水として天水が逸失す る機会が少なかったことを同時に示している。

現在月吉ウラン鉱床が鉱化作用を進行させている状態であるのか、それともこれを溶 脱しつつあるのかは以上に挙げた場の形態の議論だけによっては不可能であり、地化学 的な検討を要するものである。 4.3 瀬戸層群の体積と河川流量(再検討)

前年度の調査で流域内の瀬戸層群の体積と河川流量とがほぼ正の相関を示すという結果が得られた。今回は精査によって現地での瀬戸層群の基底面標高を多数確認している。 この結果に基いて今回瀬戸層群の賦存量を見直し、河川流量との相関について再度の検討を加える。

瀬戸層群の体積は今回平均断面法によって行った。これは下図(4-11)に示すような プロセスで行われる。

- ① 断面位置設定
- ② 基底標高設定
- ③ 断面形から断面積の計測
- ④ 2断面の平均断面積の算出
- ⑤ 断面間距離との積算
- ⑥ 断面間体積の加算



図4-11

	断面積(㎡)	平均	距離	体積
断面1	0	15	100	1,500
2	30	45	100	4,500
3	60	75	100	7,500
4	90	85	100	8,500
5	80	40	40	1,600
6	0			·
			計	23,600 m

断面の設定は、流量観測位置を基点とし 100m間隔を基本として設定し、必要に応じて(正確な体積算出のために)この1/2 ~1/4 の距離を設定している。又、計算の都合上両端の断面積をゼロにするため幾分谷の主方向と直交しない断面を設定した場合もある。

今回の計測結果を次頁一覧表に示す。尚、各流域の計測値と計測過程は巻末「瀬戸層 群体積集計表」を参照のこと。

流 la No	液域面積 (いま)	│	4積( ㎡)	差
	1/1L M94 LEL 1994 ( K.M. 7	昨年度計測	今年度計測	~±
D-7	0.176	3, 149, 000	2,081,000	- 34%
G-10	2.379	41, 396, 300	27, 492, 000	- 34%
G-9	1,559	31, 271, 500	25, 425, 500	- 19%
G-8	0.252	4, 875, 300	4,645,000	- 5%
G-7	0.019	424,200	310, 500	-27%
G-6	0.042	761, 500	1,075,000	+ 41%
G-1	0.061		633,000	
G No. 1	0.003	<u> </u>	34,000	
G No.2	0.727		12,368,500	
G No. 4	0.099		1,765,000	
GNo.7	0.025		486,000	
G No.9	0.010		124,000	
	0.727	9, 700, 800	8, 545, 000	- 12%
H- 7	0.175	3, 856, 700	3,566,000	- 8%
H -10	0.220	3,956,300	3, 790, 000	4%
H-6	0.310	5,744,500	4, 584, 000	- 20%
H- 4	0.164	3,871,200	3,017,000	- 22%
H-1 • 3	0.068	1, 415, 200	1, 102, 000	22 %
J-9	0.816	(7, 981, 800)	7,965,000	- 0.2%
۔ 8 – ل	0.535	7, 281, 800	6,627,500	- 9%
J - 7	0.465	6, 480, 300	6,256,000	- 8%
J - 6	0.041	626,500	559,000	- 11%
J-4 • 5	0.040	1, 128, 300	863,000	- 24%
J-2	0.019	531, <b>000</b>	466,000	- 12 %
J - 1	0.006	<u>-</u>	170,000	
J No. 14	0.013		161,000	
E - 2	0.394	5,259,800	6, 096, 000	+ 16%
E-1	0.331	5, 107, 600	5,873,000	+ 15%
T-3 (2)	1. 226	両者で	12,009,000	35%
T-3①	0.946	38, 986, 700	13, 516, 000	0070
⊤-2	0.210	4,869,300	2,430,000	- 50%
⊤-4	0.090	709, 800	2, 523, 000	+ 255%
F - 1	0.232	3, 344, 200	1,095,000	- 67%
I No.24	0.058		0	
No. 25	0.062		139, 500	

表4.1 河川流量測定流域の瀬戸層群体積一覧表

•

1

前掲の瀬戸層群体積一覧表の作成手法については冒頭で述べたが、各流域での断面形および断面積についてはこれも巻末の「流量観測流域での瀬戸層群断面図一覧」を参照のこと。

今回の再測定値は昨年の値より下回るものが多く、5%~30%程度少ない量になっているのがほとんどである。前回の測定値との差が大きい流域はG6 ・T流域全般である。前回の測定は瀬戸層群の基底面を平坦面として扱っており、G6 はこの基底面の標高の設定が高すぎたために数値が大幅に下回ったものであり、T流域については基底面が実際には凸形であったために生じた計測方法上の限界によるものである。これらを除けば概ね前回の測定値よりやや下回る数値で、これは測定方法と豊富な現地データの裏づけがある点でより現実に近い数値である。

瀬戸層群の体積と渇水期河川流量との相関については現在検討を進めている際中 である。 今回の調査によって調査地域の水理地質構造は、特にその形態の把握という部分にお いてほぼ十分な成果を上げることができた。又、調査の視点や調査地域の地質構造上の 問題についてもほぼ指摘できたと考える。

しかし、今後水理地質構造のモデル化までにはまだ多くの解明されるべき問題点が残 っている。それらについて、本章の項目毎に簡潔に以下に示す。

1) 透水性

ボーリングデータ中の電気検層データ・放射能検層データあるいは透水試験デー タの蓄積によって定量的な透水性の分布を決定する。特にカコウ岩の風化(割れ目) 階層に対応する透水係数の設定・瀬戸層群の透水係数の代表値の設定等は本調査の 目的にとって重要である。又、瑞浪層群中の割れ目の透水試験も必要である。

2) 地下水盆区の想定

今回は深層の地下水滞水層についての議論を主に行っている。ボーリングデータ には地下水位が併せて示されており、まずこれらを集積することにより浅層の滞水 層を特定する作業が第一に必要である。地下水流動のポテンシャル図もデータの集 積に伴って可能になり、現在の地下水挙動の特性が明らかにされるであろう。特に 瑞浪層群内の水の挙動は現時点で推定の域を出ないため、これらのデータの集積は 重要な示唆を与えると考えられる。

瀬戸層群の体積と河川流量(再検討)
今回の計測によってほぼ現実に近い瀬戸層群の体積が求められた。

ここでは、本調査によって得られた成果をまとめ更に本調査の目的を達成するための 今後の課題について列記する。

1) 地質調査

今回の調査は月吉鉱床周辺の約 5km を対象とする現地地質構造を行い、地質構造 の把握と共に水理地質的に重要と思われる「割れ目系」・「風化」・「瀬戸層群の 基底面の形状および分布」について特に詳細なデータを集積しこの結果を地質図・ 断面図および報文としてまとめた。

調査地域の地質層序は従来と異なる結論を得、顕著な不整合面は瑞浪層群の上下 の境界面のみであったため層序の設定を改変した。地質層序はこの意味で下位から 基盤カコウ岩・瑞浪層群・瀬戸層群に三分でき、瑞浪層群は一連の海進過程による 堆積間隙のほとんどない上方細粒化を示す層相であると判断できた。しかし、調査 範囲が狭い点と層序的に意味づけの不詳な岩相(含礫泥岩・泥岩角礫岩など)の存 在により累層区分あるいは部層区分は今回あえて行わず、今後の広域的な調査の段 階の課題とし、相当層という形で累層区分を存続させた。

地質構造は非常に単純であるが、カコウ岩基盤の形状がやや複雑である点・地す べり(陥没)および瀬戸層群の2次堆積物が表層地質を乱しているために地質構造 の解明にはボーリングデータを多く用い、これによって、ほぼ調査地域の地質構造 を明らかにすることができた。しかし、月吉断層の性格づけについては調査地域で は地上での明瞭な証拠が得られないため、今後の調査にゆずるものとする。現時点 では、月吉断層は月吉チャンネルの形成と土岐夾炭累層相当層の堆積時に活動し、 それ以降の活動はないと考えている。又、月吉チャンネルを形成する際の月吉断層 の活動は、西北側に隣接する可児盆地の火山活動と運動するものではないかと考え ている。

割れ目系についてはカコウ岩中に2種類の深度分布と連続性および形成時期の異 なる割れ目を確認した。浅層にシーティング節理(10m±)、深層に垂直方向節理 (方状節理)が各々卓越する"層"をなしている。前者は後者に比して連続性に優 れ、形成時期も早いと推定された。又、前者はカコウ岩原地形面に平行であり、こ の原地形面の把握に有効であることがわかった。 瑞浪層群中の割れ目に6種類を識別し、その形成時期と連続性について検討した。 その結果、瀬戸層群堆積前後に形成されたと推定される limonite 充てん割れ目と 垂直的でシャープな割れ目が連続性において最も優れていると評価できた。部分的 にこれらの割れ目は 1mあたり 3本以上の密度を持つ「割れ目集中帯」を形成して おり、航空写真によるリニアメント判読からこれらは現地形を支配していると考え られた。

風化はカコウ岩中によく保存されており、割れ目の階層と併せてカコウ岩原地形の把握に有効なデータを提供することがわかった。マサが前記のシーティング節理 卓越部の上位に載っており、これらは瑞浪層群の下位の基盤カコウ岩の上面にほぼ 連続的に分布している(地下でも)と推定された。

瑞浪層群や瀬戸層群中には調査地域内から供給されたカコウ岩巨礫が見い出され、 後者に含まれる際は他の構成礫と共に強風化を被っている。木宮(1981)の成果を 引用し、これらマサ等を形成する強風化は中新世〜鮮新世の風化ポテンシャルの高 い時期の産物であると推定した。

地理・古地理については柴田・糸魚川(1980)および動燃(1988)を今回の調査 結果に基づいて再構成して示した。

2) 水理地質構造

調査地域に分布する岩相のうち、透水性に優れたものとして、瀬戸層群とカコウ 岩表層のマサおよびシーティング節理卓越部に設定した。垂直方向の地下水の動き がある場合には、瀬戸層群に涵養された地表水が瑞浪層群中の割れ目を介してカコ ウ岩基盤に到達すると考えられた。

調査地域の深層地下水の滞水層をマサに設定し、調査地域の地下水盆区分を試み た。その結果、瑞浪層群全体を難透水層と考えると月吉チャンネルの底部への地下 水の到達は、主に柄石川・定林寺川上流域の河川水を主体とすると考えられた。月 吉ウラン鉱床形成時の地形・地質条件はほぼ現在と同様なものと考えられるため、 月吉ウラン鉱床生成には瀬戸層群の溶脱成分を多く含む水の関与があったものと推 定した。

瀬戸層群の体積と河川流量の相関について再検討を行った。瀬戸層群の体積は平 均断面法を用い、流量観測流域毎に算出した。昨年度の算出員より 5~30%少なく なるものが多かった。河川流量との相関については現在検討中である。

### 参考文献

- 赤嶺秀雄(1954) 瀬戸市を中心とする陶土地帯の地質,特に陶土および亜炭を含む地 層の堆積状態について 資源科学研究所業績第687
- 安藤 厚(1965) 土岐第1露頭付近の地球科学的予察結果(要旨)別刷日本原子力学 会誌Vol7. No.2.pp93~94
- 動力炉・核燃料開発事業団 (1988) 日本のウラン資源(Ⅱ)
- 遠藤則夫,本宮一邦(1987) 中部阿武隅山地花こう岩類風化殻の分布状態と黒雲母の 風化変質,応用地質,第28巻,第3号,1-14
- 藤井紀之,大森貞子(1981) 岐阜県多治見,土岐地方の耐火粘土鉱床の研究 第2報 大洞木節と神明カオリンの産状および2.3 の鉱物学的 性質について,地質調査所月報,第19巻,第2号, 13-34
- 原由 智,小井土由光,石沢一吉,
- 中井豊, 沓掛俊夫 (1985) 中部地方における白亜紀~古第三紀火成活動の変遷,地 球科学, 39巻, 5 号, 345~357
- 広野修一郎, 武藤正 (1965) 土岐市北部ウラン鉱床の微量成分と粘土鉱物 (要旨) 別 刷日本原子力学会誌 Vol.7, No.2, pp34~37
- 平沢 清 (1965) 土岐津付近の地震探査(要旨)別刷日本原子力学会誌Vol.27, No.2, pp47~49
- 林 昇一郎 (1965) 土岐市北別産の本邦新産のリンバリウムウラン石 (Uranocircite) (要旨)別刷日本原子力学会誌Vol.7,No.2,pp23~29
- 林 譲治(1981) 岐阜県土岐盆地の構造の研究-特に陥没時の断裂系について-構造 地質研究会誌 第26号, 89~95
- 石原舜三,鈴木淑夫(1969) 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類 地質調査所報告 第232 号
- 片山信夫,藤本順吉(1956) 瑞浪地区第三系のフッ化帯(要旨)別刷日本原子力学会 誌、Vol.7.No.2

神山貞二, 佐藤学而,

- 大橋収司, 土井和己(1966) 東濃におけるウラン鉱床探査の現況について鉱山地質, 16.85~90
- 木宮一邦(1981) 三河高原の風化設とその形成時期-花こう岩の風化・第3報-地質 学雑誌 Vol.87. No.2.pp91~102

松沢 勲(1965) 土岐地域の地質(要旨)別刷日本原子力学会誌Vol.7, No.2

松沢 勲, 植村 武(1964) 土岐構造盆地の地質と地質構造,名古屋大学理学部地球 科学教室 構造地質学研究業績

村山修紀雄,野口正安。

- 大橋収司(1965) 土岐市周辺地区におけるラドン分布(要旨)別刷日本原子力学会誌 Vol.7 No.2
- 長沢 力(1968) 長野県上松町付近の花崗岩質岩のK-Ar法による年代測定 岩石鉱物 鉱床学会誌, Vol.60, No.3
- 野沢和久(1955) 愛知,岐阜県下の窯業用粘土の生成にかんする若干の考察 地質学 雑誌 Vol.61,№71
- 小野吉彦,本間一郎(1965) 土岐地区の電気探査(要旨)別刷日本原子力学会誌 Vol.7 No.2
- 領家研究グループ (1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係,地球科学Vol.26, No.5
- 阪上正信,小林和久(1965) 土岐産ウラン鉱物の年代決定(要旨)別刷日本原子力学 会誌, Vol.7.No.2
- 紫田 博,糸魚川淳二(1980) 瀬戸内区の中新世地理
- 須藤俊夫, 鈴木啓三 (1965) 東濃地区の鉱物(要旨)別刷日本原子力学会誌, Vol.7. No.2
- 高梁 淳 (1965) 土岐市北部における検層(要旨)別刷日本原子力学会誌 Vol.7 No.2
- 高橋 潔,石原舜三 (1969) 土岐一岡崎地域の花崗岩類の微量成分 地質調査所報告 第232 号
- TSUCHI RYUICHI AND IGCP-114 NATIONAL WORKING GROUP OF JAPAN (19) BIO-AND CHRONOSTRATIGRAPHIC OF NEOGENE SEQUENCES IN THE JAPANESE ISLANDS.
- 徳永重元(1965) 東濃地域の古生物学的資料(要旨)日本原子力学会誌, Vol.7.No.2 陶野郁雄(1974) 力学的立場から見た続成作用
- UEMURA Takeshi (1961) Tectonic development of the Miocone sedimentary basins of east Mino.central Japan
- 山本 勇・塩田哲也・原島文雄・鯉沼 稔・広野修一郎(1974) 東濃地域の地質の ウラン鉱床の炭鉱について 鉱山地質 vol.24

2

## 巻 末 資 料

1. ボーリングデータ整理表 (1~18)

2. 瀬戸層群体積集計表 (1~35)

3. 瀬戸層群断面図集 ( 1~32 )

2

1. ボーリングデータ整理表(18葉)

No.		境	界	- 標	ē	備	考
 	地表		2 2	7.8	<u> </u>		
	瀬戸	2			225.8		
A 2	生俵	×					
	明世	31.	0.0		196.8	スコリア砂岩より上	
	土岐	93.	90		133.9		放射能ビーク:84~89
	Gr					風化強い	

No.		境	界	題	년 1917년 - 1917년 - 1917년 1917년 - 1917년 -	備	考
	地表		27	1.9			
	瀬戸	X					
A 5	生俵	39			232.9	レキ岩5.5m	
}	明世	70.	2		201.7	浮石ギョウカイ岩より上	
1	土岐	124			147.9		放射能ビーク:118~124
	Gr						

No.		境	界	摄	高		ίλ <b>ä</b>	考
	州主	:	25	6 1				
	_ 地衣 _	×	2.5	0.4				
A7	生俵	×						
	明世	25.	5		230.	9	スコリアタフより上	
	土岐	96.	5		159.	7	上部にカイカセキあり(50m)	
	Gr							放射能ピーク:なし

N 0 .	境界標高	備考
	地表 219.9	
	瀬戸 ×	
A 8	生俵 ×	
1	9世 ×	
	土岐 41.3 178.6	放射能ピーク:なし
	Gr	

No.	境界標高	備	考
	地表 243.9		
	瀬戸 ×		
A 9	生俵 ×		
	明世 26 217.	9 26 m 貝化石多産	
	土岐 ×		<b>放射能ピーク:21~24弱い</b>
	Gr	緑色化	

Ł<u>-</u>

No.	境界	— 减 高	備	考
	地表 2	30.0		
	瀬戸 8.1	222.3		
A11	生俵 13.5	216.9	軽石砂岩より上	
	明世 18.0	212.4		
	土岐			放射能ピーク:なし
	Gr			

No.	境	界標	<u>ि</u> म्र	飾	考
	地表	282.0			
	瀬戸 3		279		
A15	生俵 33		249	レキ3m 化石あり	
	明世 ×				
1	土岐 ×				放射能ビーク:なし
	Gr			同化激しい	

Νο.	境 界	標 高	ហឹង	孝
	地表 27	6.0		
	瀬戸 (3)	(273)		
A16	生俵 43	233	レキ12m 化石片含む	
	明世 73	203	レキ岩の上	
	土岐 93	183		放射能ピーク:なし
	Gr			

N 0.	境界	標高	វរីធី	考
	地表 3	14.9		
	瀬戸 37	277.9		
A23	生俵 76.3	238.6	レキ岩9.5m	
	明世 81	233.9	チャートレキ含む	
1	土岐 160	154.9		放射能ピーク:143~147
	Gr		K長石あり	

No.		境	界	癙	高			備	考
	地表		30	6.9					 
	瀬戸	34			272.	9			
A 2 5	生俵	72			234.	9	レキ岩5m		
	明世	105	}		197.	9			
	土岐	×						-	 放射能ピーク:なし
	Gr						緑色化		 

Ę,

No.	境 界 標 高	備考
	地表 184.7	
	瀬戸 ×	
A 2 9	生俵 ×	
	町世 25 159.7	軽石砂岩より上
	土岐 109 75.7	放射能ピーク:84~86
	Gr	

Νo.	境	界標	ो नि	備	考
	地表	200.8			
	瀬戸 ×	<u> </u>			
A30	生俵 ×				
	明世 ×				
	土岐 96		104.8	25mに貝化石含む	放射能ピーク:79~92
	Gr				

No.		境界	概 高	備	考
	地表	32	5.2		
	瀬戸	44	281.2		
A42	生俵	79.5	245.7	レキ岩8.5m	
	明世	106	219.2	同時角レキより上	
	土岐	143	182.2		放射能ピーク:なし
	Gr				

No.		境界	標高	備	考
	地表	295	. 2		
	瀬戸	12	283.2		
A43	生俵	65	230.2	レキ岩2.5m	
	明世	78.5	216.7	同時角レキより上	
	土岐	126.5	168.7		放射能ピーク:129~136弱い
	Gr			ネン土化	

No.		境	界	槱	高		備	考
	地表		28	8.9			• · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	瀬戸	2			286.9			
A44	生俵	67.	5		221.4	レキ岩12m		
	明世	87			201.9	土岐		
	土岐							放射能ピーク:なし
	Gr							

ŋ,

No.		境	界	櫄		備	考
	地表		30	5.8			
	瀬戸	24			281.8	砂岩 2 m	
A45	生俵	69			236.8	レキ岩7m、貝化石含む	
}	明世	110	)		195.8	小レキ岩より上	
1	土岐	153	3		152.8		放射能ピーク:151~153
)	Gr						

No.		境	界	惊	區		饰	考
	地表		26	9.4				
	瀬戸	×						
A 5 2	生俵	×		-				
	明世	52.	7		216.7	細岩より上		
	土岐	14	1.5		127.9			放射能ピーク:105~137
	Gr							

Νο.	境界標高	備 考
	地表 186.1	
ļ	瀬戸 ×	
A 5 6	生俵 ×	
	·明世 ×	
1	土岐 131.5 54.6	放射能ビーク:74~99
{	Gr	

No.	境	界標	<b>市</b> 同	備	考
	地表	304.7			
1	瀬戸 38	3	266.7		
A66	生俵 ×				
	明世 80	)	224.7	浮石砂岩より上	
	土岐 13	8	166.7		放射能ビーク:125~128
	Gr				

No.		境	界	標	高	備	考
	地表		30	9.7			
	瀬戸	23			286.7		
A 6 8	生俵	76			233.7	レキ岩2m	
	明世	99			210.7	同時レキ岩より上	
	土岐	141			168.7		放射能ピーク:なし
	Gr					風化	

No.		境	界	櫄	ē		備	考
	地表		304	. 3	7			
	瀬戸	21.	5	2	82.8	87		
A70	生俵	87		2	17.3	37	レキ岩20m	
1	明世	121		1	83. 3	37	細レキ岩より上	
	土岐	150		1	54.3	37		放射能ピーク:なし
	Gr							

No.	境	界標	<u>त</u>  च	oli	考	
	地表	207.	9			
	瀬戸 ×					
A72	生俵 ×					
	明世 ×					
	土岐 89	5	122.9			放射能ピーク:なし
	Gr					

No.		境	界	標	<u>ं</u> व		備	考
	地表		1	90	· · · · ·			
	瀬戸	×						
A79	生俵	×						
	明世	43			147	レキ岩の上		
	土岐	60			130			放射能ピーク:なし
	Gr							

No.		境	界	槱	高		٥fā	考
	地表		2	82				
	瀬戸	9			2	73		
A 8 3	生俵	61			2	21	レキ岩 3 m	
	明世	95			1	87	浮石ギョウカイ岩より上	
	土岐	15	2		1	30		放射能ビーク:144~147
	Gr							

No.		境	界	摂	ē		Ű	考
	地表		28	9.5				
	瀬戸	18			271.	5		
A84	生俵	×			_			
	明世	66			223.	5	浮石ギョウカイ岩より上	
ŀ	土岐	135	5.5		1 9	54		放射能ビーク:127~135弱い
	Gr							

No.		境	界	標	高	備考
	地表		267	7.6		
1	瀬戸	х				
A87	生俵	44		_	223. 6	レキ岩5m
	明世	78			189.6	ダ 浮石ギョウカイ岩より上
	土岐	136	) )		131. 6	放射能ビーク:113~114弱い
	Gr					

No.	境	<b>孙</b> 標	ъ С	储道	考
·	地表	234.0			
	瀬戸 ×				
A 9 4					
ł	明世 21		213	浮石ギョウカイ岩より上	
	土岐 106		128		<u> 放射能ピーク:95~98</u>
-	Gr				

No.		境	界	 橋			0 <sup>1</sup> ii	考
·	地表		2	61				
ļ	瀬戸	×						
A96	生俵	×						
ļ	明世	54			2	07_	レキ岩より上	
	土岐	11	9.5		141	. 5		放射能ピーク:104~120
ļ	Gr							

No.		<del>-</del>	界	博	i t	高			储	考
	地表		25	55.	4					
	瀬戸	×					<u> </u>			
A 9 7	生俵	×		_						
	明世	59	·			196	. 4	レキ岩より上		
1	土岐	12	:5			130	). 4			放射能ピーク:97~117
	Gr	-								

Νo.		境	界	抵	高		į.	10	考
	地表		2	83					
	瀬戸	21			2	62			
A 104	生俵	×							
	明世	72			2	11	細レキ岩より上		
	土岐	84	. 5		198	. 5			放射能ビーク:なし
	Gr						<u></u>		

j e

No.		境	界	標	高		備	考
	地表		21	4.2			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	瀬戸	×						
A 106	生俵	×						
	明世	28			186	. 2	細レキ岩より上	
	土岐	41			173	. 2		放射能ピーク:なし
	Gr							

No.		境	界		高	۵. ا	Ĥ	考
	地表		2	97		·····		
	瀬戸	25.	5		271.5			
A 114	生俵	х						
	明世	70			227	細レキ岩より上		
	土岐	183(1	45)		114(152)			放射能ピーク:127~145
	Gr							

No.	境界標	。 同	備考
	地表 265		
	瀬戸 ×		
A 120	生俵 8.5	256.5	レキ岩3m
	明世 64.5(74)	200.51(191)	粗粒ギョウカイ岩より上
	土岐 113	152	放射能ピーク:81~84,88~91,101~103
	Gr		

No.	境	界	標	高	備考	
	地表	3	12			
	激戸 3	5		277		
A 122	生俵 6	5		247	レキ岩15m	
	<b>明世</b> 1	13		199	浮石ギョウカイ岩より上	
	土岐 1	78		134	放射能ビーク:129~131,145~1	78弱い
	Gr					

No.		境	界	標	高	6備	考	
A 125	地表		21	2.7				
	瀬戸 生俵	×						
	<u> 明世</u> 土岐	21(5 1 1	.5) 1	19	1.7(207.2) 101.7	軽石ギョウカイ岩より上 放射能ピーク:	108~112, 117~119	
	Gr							
No.		境	界	ы К	高		備	考
-------	----	-----	-----	--------	-----	---	---------	----------------
	地表		307	. 2				
	瀬戸	25		2	82.	2		
A 131	生俵	70		2	37.	2	レキ岩6.5m	
1	明世	100	)	2	07.	2	粗粒砂岩より上	
	土岐	155	;	1	52.	2		放射能ビーク:142~148
	Gr						変質	

No.		境	界	橋	Ř	備考
	地表		26	3.2		
ļ	瀬戸	×				
A 132	生俵	×			-	
()	叨世	11	, 7		251.5	粗粒ギョウカイ岩より上
	土岐	80			183.2	放射能ビーク:80~81
	Gr			- · · -		変質

Νο.		境	界	摄	高		備	考
·····	地表		27	8.2				
	瀬戸	×						
A 134	生俵	44			234	1.2	レキ岩10m	
	明世	76			202	2.2	粗粒ギョウカイ岩より上	
	土岐	130	)		148	3. 2		放射能ビーク:120~121
	Gr							

Νο.		<del></del>	界	艱	 商	備考
	地表		3	10		
ţ	瀬戸	27.	5		282.5	
A 143	生俵	37			273	レキ岩2m
	明世	95			215	軽石ギョウカイ岩の上
	土岐	132	;		178	放射能ビーク:108~109,129~132
	Gr					

No.		境	界	驟	高			備	考
	地表		2	99		_			
	瀬戸	22			27	7			
A 149	生俵	×							· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
	明世	75	-,		24	4	レキ岩の上		
	土岐	120	)		17	9			放射能ビーク:なし
	Gr							<u> </u>	

No.		境	界	櫰	副	備考	
	地表		2	75			
	瀬戸	х					
A 153	生俵	×					
1	明世	73	,·		202	細レキ岩の上	
	土岐	13	2		143	放射能ピーク:115	~131
	Gr						

No.		境	界	標	高		備	考
	地表		2	65				
	瀬戸	4			26			
A 209	生俵	×						
	明世	80			185	5 細レキ岩の	上	
1	土岐	11	7		148	3		放射能ピーク:104~117
ĺ	Gr							

Νο.		境	界	槱	高	:		備	考
	地表		2	97					
	瀬戸	27			2	270			
A 219	生俵	×							
E	胆	10	1		1	196	レキ岩の上		
	土岐	12	8		1	169			放射能ビーク:125~126
	Gr								

Νo.	境界標高	備 考
	地表 314	
	瀬戸 44 270	
A 220	生俵 ×	
	明世 106 208	細レキ岩の上
	土岐 148 166	放射能ピーク:135~136弱い
	Gr	

No.		境	界	Į۴.	Tel I		備	考
	地表		2	260				
	瀬戸	x						
A 248	生俵	x						放射能ビーク:13~15弱い
ł	明世	65			195	細レキ岩の上		74~78弱い
	土岐	10	4		150			85~87
ļ	Gr					風化・変質		93~102

 $\int dx_{i}$ 

No.		境	界	檩	。 同	備	考
	地表		2	79			
}	瀬戸	11	_		268	9.5mに粘土あり	
A 256	生俵	х					
	明世	97			182	レキ岩の上	
	土岐	118	3		161		放射能ピーク:108~110
	Gr					岩片化	

Νο.	境 界 標	高	備考	
	地表 283			
	瀬戸 11	272		
A 274	生俵 53	230	レキ岩5m	
ŀ	明世 79	204	軽石ギョウカイ岩の上	
ļ	土岐 125	158	放射能ピーク	:なし
	Gr		風化·岩片化	

No.		境	界	標		備	考
·	地表		2	90			
	瀬戸	26			264	25~26粘土	
A 279	生俵	×	-				
1	明世	76			214	細レキ岩の上	
	土岐	10	6		184		放射能ビーク:101~107弱い
	Gr					変質・岩片化	

No.		境	界	標	с П		備	考
	地表		2	65				
	瀬戸	×						
A 295	生俵	×	,					
	明世	67			198	レキ岩の上		
	土岐	11	4		151			放射能ビーク:112~115弱い
	Gr							

No.		境	界	a B B	高		備	考
	地表		2	16				
	瀬戸	×						
A 318	生俵	×						
	明世	(36)	(26)		(180)(190)	細レキ岩の上		
	土岐	89			127		ti ti	<b>x</b> 射能ビーク:63~64、84~86
	Gr			·	_	岩片化		

No.		境	界	br.	<u>न</u> वि	備	考
	地表		2	09			
	瀬戸	×					
A 328	生俵	×					
	明世	29			180	細レキ岩の上	放射能ピーク:なし
	土岐	40			169		
]	Gr						

No.	境	界	ian Lar	商	備考
	地表			<u>.                                    </u>	
	瀬戸				
A	生俵				
( )	土岐		· -		
	Gr				

No.		境	界	臣	高	飾	考	
	地表					 		
	瀬戸							
А	生俵					 		
	明世							
	土岐							
	Gr							

No.		境	界	標	窗		備	考
	地表					 		
	瀬戸					 		
A	生俵				_	 		
()	明世	- - -						
	土岐							
	Gr							

No.	境	界	橋	'с' ГЭ	- 備 考	
	地表					
A	2017年1月1日日 生徒					
()	明世 土岐					
	Gr					

( **Ç** 

No.		境	界		嵩			備	考
	地表		27	2.0	0				
	瀬戸	×							
S 9	生俵	34				238	砂岩8m		
	明世	74				198	レキ岩の上		放射能ピーク:105~107弱い
	土岐	11	6			156			110~112弱い
	Gr			<b>.</b>					121~123弱い

No.		境	界	標	<del>。</del> 問	f	備	考
	地表		2	95				
	瀬戸	7			288			
S11	生俵	43			252	レキ3m		
	明世	95			200	カコウ岩の上		
	土岐	×						放射能ビーク:なし
	Gr			_		風化		

No.		境	界	۱ ۱ ۱	」 同		備	考
·	地表		2	84				
	瀬戸	3			281			
S12	生俵	×						
	明世	42			242	レキ岩の上		
	土岐	83			201			放射能ピーク:なし
	Gr					風化		

No.		境	界	標	in the second s	·····································	考
<u> </u>	地表		3	07			
	瀬戸	33	-		274	25~33m粘土	
S15	生俵	72			235	レキ6m	
	明世	95			212	細レキ岩の上	
	土岐	13	0		177		放射能ピーク:なし
•	Gr						

No.		境	界	標	高	ÚŤ	考
	地表		31	0.0	0		
	瀬戸	39			271	粘土 · 砂 6 m	
S16	生俵	90			220	レキ9m	
1	明世	132			178	アルコーズの上	
	土岐	172			138		放射能ピーク:なし
	Gr					風化	

No.		境	界	標	吉岡	ÚŤ	考
	地表		27	4.0	0		 
	瀬戸	14			260	) 3~14mが砂	······
S22	生俵	49			22	レキ10m	
	切世	58			216	カコウ岩の上	 
	土岐				<u> </u>		 放射能ピーク:なし
1	Gr						

Νο.	境	界標	高	٥li	e jj	考
	地表	262		· · · · ·		
	瀬戸 ×					
S26	生俵 ×					
	明世 25		237	レキ岩の上		
	土岐 41		221			放射能ピーク:なし
	Gr					

No.		境	界	標	高	笷	考
	地表		2	80			
	瀬戸	×					
S30	生俵	39			241	砂4 m	
	明世	82			198	レキ岩の上	-
ł	土岐	88			192		 放射能ピーク:なし
ĺ	Gr						

N o .	境界概高	備考
1	269	
	地表 ×	
	瀬戸 ×	
S31	生俵 39	カコウ岩の上
	· 明世 × 230	放射能ビーク:なし
	土岐	
	Gr	

Νο.	t I	竞	界	튤	高	idi	考
	地表		3	06	<u> </u>		
	瀬戸	27			279	カコウ岩の上	
S 3 3	生俵	×					
	明世二	×					
	土岐	X					放射能ビーク:なし
	Gr			·			

No.		境	界	根		備考
	地表		2	77		
	瀬戸	8			269	
S35	生俵	×				
	叨世	23			254	レキ岩の上
	土岐	36			241	放射能ピーク:38~39弱い
	Gr					フェグマタイト

No.		境	界	攗				備	考
	地表		2	98					
	瀬戸	18			2	80			
S37	生俵	×							
Ì	明世	53			2.	45	レキ岩の上		
1	土岐	10	9		1 -	89			放射能ピーク:102~113
	Gr						節理		

No.		境	界	醥	高	備考
	地表		2	74		
S66	瀬戸	×				
	生俵	×				
	明世	56(71	)		218(203)	細レキ岩の上
	土岐	14	8		126	放射能ピーク:78~82,109~111
	Gr				·	風化 113~115, 129~136

No.	t	竞	界	原	- বু চন্দ্র	6篇	<i>\$</i> ;-
·	地表		2	76			
	瀬戸	7			269		
S 8 7	生俵	19			227	レキ・砂が9m	
	叨世	77			199	レキ岩の上	
ļ	土岐	135	5		141		放射能ピーク:121~135
	Gr						

No.	境界標	) Edi	備考
	地表 291		
	瀬戸 18	273	15~18m粘土
S89	生俵 55	236	レキ5m
1	明世 83(76)	208(215)	レキ岩の上
-	土岐 143	148	放射能ビーク:114~117,120~123
	Gr		1 3 0~1 4 3

Νο.		境	界	ي بر	前	備	žj
	地表		2	21		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	<u></u>
]	瀬戸	×					
S 101	生俵	×					
	明世	×				· · ·	放射能ピーク:12~14
	土岐	15			206		
	Gr						

No.		境	界	<u>5</u>	ing Ing	師	考	
	地表		1	4 0			<u>.                                    </u>	
	瀬戸	5			135			
S 122	生俵	×						
	明世	55			85	以下のデーターは欠除		
	土岐				2.1 m			
	Gr							

No.		境	界	標	古		储	考
	地表		2	01				
	瀬戸	×						
S 153	生俵	х						
	明世	27			174	レキ岩の <u>ト</u>		
	土岐	39			162			放射能ピーク:なし
	Gr					風化		

No.		境	界	槱	高		備	考
	地表		1	88			· ·	
	瀬戸	×						
S 156	生俵	×						
	明世	×	-					
	土岐	32			156	レキ岩なし		放射能ピーク:24~25(弱)
	Gr					変質		

No.			境	界	標	10) 		備	考
		地表		2	73				
		瀬戸	5	-		268			
S 16	0	生俵	х						
		明世	61(4(	))		212(233)	レキ岩の上		
		土岐	92			181		t	次射能ピーク:75~80,83~85
		Gr							89~90

No.		境	界	通訊	高	備	考
	地表		2	71			
	瀬戸	×					
S 163	生俵	49			222	レキ・砂17m	
	明世	76			195	細レキ岩の上	
ļ	土岐	12	2		149	放射前	<b>ビーク:93~94,103~104</b>
ł	Gr						

No.	境界標高		Uni	考
	地表 290			
ļ	瀬戸 17 2	73		
S 165	生俵 64 2	26 レキ・砂19	m、亜炭を含む	
	明世 90 2	200 細レキ岩の上		
1	土岐 122 1	68	放射能ビーク:113~	114, 116~117
	Gr			

No.	境	界	愿	高		លីត្រ	考
	地表	27	4.7	0			 
	瀬戸 6		2	268.	70		 
S 185	生俵 4		2	270.	70	レキ・砂7m	 
1	明世 44	1	2	230.	70	細レキ岩の上	
	土岐 80	5	1	.88.	70		 放射能ピーク:78~80
	Gr						 

No.	境	界標高	備考
	地表	276.80	
	瀬戸 ×		
S 191	生俵 44	232.80	レキ・砂14m
	明世 69	207.80	レキ岩の上
	土岐 84	192.80	放射能ビーク:80~93(弱)
	Gr		

No.	均	<u></u>	<u>자</u>	標	i i			備		考	
	地表		274	. 1	0						
	瀬戸(	5		2	68.1	0					·
S 210	生俵>	<							·		
	明世	52		2	22.1	0	細レキ岩の上				
Ì	土岐	78		1	96.1	0		放射能ビ	-7:54~	56(弱).	$70 \sim 71$
	Gr								76~	78	

No.	境	界標高	備	考
	地表	289.70		
	瀬戸 24	265.70		
S 216	生俵 ×			
	明世 73	216.70	レキ岩の上	
÷,	土岐 76	213.70	ペグマタイトあり	放射能ピーク:70~82(弱)
	Gr			

No.	境	界標高	Viti	若
	地表	286.30		
	瀬戸 12	274.30		
S 225	生徒 4 2	244.30	レキ・砂18m	
	明世 53	233.30	レキ岩の上	
ļ	土岐 68	218.30		放射能ピーク:なし
Ì	Gr		変質、ペグマタイトあり	

No.		境	界	槱	崗		備考
	地表		32	1.7	0		
	瀬戸	36		2	85.	70	
S 234	生俵	70		2	251.	70	砂バ2m
	明世	80		2	241.	70	レキ岩の上
	土岐	118	;	2	203.	70	放射能ピーク:92~96(弱),107~108
ł	Gr						

No.	境	界標高	1	備	考
	地表	281.59			
	瀬戸 14	267.59			
S 247	生俵 ×				
	明世 34	247.59	レキ岩の上		
	土岐 84	197.59		放	射能ビーク:64~74
	Gr		風化		

No.		境	界	槱	년 고			備	考
	地表		26	2.	17				
	瀬戸	3			259.	17	0-3粘土		
S 252	生俵	×							
	明世	27			235.	17	レキ岩の上		
}	土岐	56			206.	17			放射能ピーク:47~49(弱)
	Gr						風化		

No.		境	界	凝	E E		備	考	
	地表		2	88					
-	瀬戸	(4	}		(28-	)		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
S 260	生俵	52			23	レキ8m			
	明世	87			20	レキ岩の上			
	土岐	92			19		放射能ピーク	:86~87(弱)	. 89~92
	Gr								

No.	境 界 標 高	<i>K</i> t	<i>Ż</i> ;
	地表 281		
	瀬戸 4 2	77	
MT1	生俵 30 2	51 レキ4m 化石含む	
	· 明世 41 2	40	
	土岐 ×		放射能ビーク:なし
	Gr		

Νo.	境界標高	<b>5</b>	備	考
	地表 147			
	瀬戸 (4)	(143)		
Z14	生俵 ×			
	明世 16	131 細レキ岩の	上	
	土岐 62	85		放射能ピーク:なし
	Gr	風化		

No.		境	界	標	高	が	考
	地表		1	50			
	瀬戸	(3	)		(147)		
Z 7	生俵	×	•				
	明世	10			140	カコウ岩の上	
	土岐						放射能ピーク:なし
	Gr					斑状、風化	

No.		境	界	画 送	ъ П	0lii	考
	地表		33	0.0	0		
-	瀬戸	50			280	34~46m粘土 · 砂	
S34	生俵	х					
	明世	61			269	カコウ岩の上	
	土岐	×					放射能ピーク:なし
	Gr						

\* ·

2. 瀬戸層群堆積集計表(35葉)

1	0.00	2491.34	80	199307
2	4982.69	4696.31	100	469631
3	4409.93	3572 03		357203
4	2734.13	2704 26	,,	279426
5	2854.39	2134.20		278521
6	2116.23	2485.31	,,	010070
7	2221.17	2168.70	"	216870
8	2571 10 -	2396.13	"	239613
0		1285.55	90	115699
9	0.00			
10				
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17				
			合 計	2081281
	戸層群の体積	( D 7	}	2081000

東濃地域瀬戸層群体積集計表



#### 瀬戸層群の面積占有率 98 %

断面 No.	断面積 m <sup>*</sup>	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	1883.80	0440 20	100	211029
2	3014.97	2449.38		244938
3	3624.71	3319.84	"	331984
A	£110 07	4872.32	IJ	487232
		6891.36	))	689136
5	7662.80	6610.86	"	661086
6	5558.93	7136.10	j)	713610
7	8713.27	8412 22		844222
8	8171.18	0.77.67		807767
9	7984.17	8011.01	<i>"</i>	757040
10	6192.79	7088.48	))	(08848
	1030 22	3611.50	17	361150
<u> </u>	1030.22	515.11	4 5	23179
12	0.00			
13				
14				
15				
16		1		
17		-		
	l		合 計	5873155
流域内のネ	頼戸層群の体積	( E 1	)	5873000

流域番号·	流域名 E-2	2 大洞川	流域面積	Ę 0.394 Km²
断面位置	X	$\sim$		
	K.		En S	
		<b>瀬戸</b> 「	層群の面積占有量	軽 55 %
断面 No.	断面積 m <sup>*</sup>	平均断面積m <sup>*</sup>	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	35.69	100	3569
2	71.38	476.78		47678
3	882.19	1348 49		134849
4	1814.79	907 39	4.0	36295
5	0.00			
6				
7				
8		]		
9		]		
10				
11		]		
12		 		
13				
14				
15				+
16				
17		-		
			合 計	2 2 2 3 9 2
流域内の潮	 〔戸層群の体積	( E 2 · 1	)	6096000

#### 東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·	流域名 F-1		流域面積	§ 0.232 Km²
断面位置			朝鮮の面積占有	≤ 46 %
斯而 No.	断面積 m²	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00			
2	0.00	0.00	100	0
3	0.00	0.00	))	0
4	0.00	0.00	"	0
5	0.00	0.00	<i>))</i>	0
6	92.34	46.17	<i>"</i>	4617
7	720 72	406.53	11	40653
 Q	3810 12	2265.42	"	226542
	4747 43	4278.77	"	427877
	2106.00	3426.71	"	342671
1 U	0.00	- 1053.00	50	52650
1 U	0.00			
12				
3 	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
14				
15		-		
16				
17				
			· · · · ·	

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号	流域名 G-1	· 賤洞川	流域面積	t 0.061 Km*		
断面位置図						
	G1-2 G1-1	瀬戸原	5555	£ 90 %		
断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>		
1	0.00	988 90	100	98889		
2	1977.79	1955.29		195529		
3	1932.79	2238.23	11	223823		
4	2543.67	1271.84	90	114465		
5	0.00					
6						
7						
8						
9						
10						
11						
1 2						
13						
14						
15		<u> </u>				
16						
17						
			승 탉	632706		
流域内の	 頼戸層群の体積	(G1+	+ + )	633000		

東	濃 地 域 ǎ	頼 戸 層 群	体積集	計表
流域番号	流域名 G−€	5     賤洞川	流域面利	₫ 0.042 Km*
断面位置	ĪX			
		$\sim$		
	/		A.C.	
			1/2 s	
	$\langle \rangle$	( Sec. )	$ \rightarrow $	
		Ce P		
		12		
	¢c	<u>,</u>		
		بر عبر ا	R W の あ 種 ト 士 5	F 100 0/
			書研り国慎古付≜	₽ IVV %
断面 No.	断面積 m²	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	1502.20	100	159329
2	3156.59	1333.30		481757
3	6448.55	4010.31		401191
4	2077.40	1038 70	7 5	7790
5	0.00			
6				
7				
8				
9				
10				· · ·
11				
12				
13				
1.4				
15				
16		<u> </u>		
17				
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		승 탉	1075174
流域内の湖	 顔 戸 層 群 の 体 積	(G6+	+ + )	1075000

. \*\*

L

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·	流域名 G-7	7 . 賤洞川	流域面積	€ 0.019 Km²
断面位置	X			
		G 7 – 4		
		<u>G7-3</u>	<u> </u>	
		$\backslash$	/	
		<u>G7-2</u>	1	
		GX		
		瀬 戸 夙	審群の面積占有™	► 100 %
断面 No.	断面積 m <sup>*</sup>	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	240 66	7.0	59175
2	1699.31	049.00	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	194343
3	4445.43	3072.37	00	
4	0.00	2222.72	30	00001
5	······································			
6		·		
7				
8				
9				
10				
11				
12				
13				
14				
15		-		
16	<del></del>			
17				
			소 카	310499

(G7+

+

310500

)

+

流域内の瀬戸層群の体積

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·	流域名 G-8		流域面積	0.252 Km²
断面位置		G8-8 G8-8 B-6 B-5 G8-3		
		瀬 戸 角	習群の面積占有率	≊ 85 %
断面 No.	断面積 m <sup>4</sup>	平均断面積m	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	478.94	2662 30	100	366230
2	6845.66	8199 63		819962
3	9553.59	8096 45	))	809645
4	6639.31	8507 54		850754
5	10375.77	9780 42	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	978041
6	9185.06	7538.29	5 0	376914
7	5891.52	2945.76	45	1 3 2 5 5 9
8	0.00			
9				
10				
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17				

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

流域番号・流域名 G-9・	賤洞川	流域面積 1	.559 Km²
断面位置図 1 5 1 13			
1, 100 100 100 100 100 100 100 100 100 1			
	Sold States		
	「瀬戸層群の面	面積占有率	72 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	4000.47	7947 36	100	794736
2	11894.26	1/719 30		1471930
3	17544.34	16027 20		1602720
4	14510.07	14465 52		1446552
5	14420.98	14463.32		1446379
6	14506.60	14403.13	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	1441275
7	14318.90	11937 89		1193489
8	9550.89	9631 07	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	963107
9	9711.25	14019 28	))	1401928
10	18327.31	15697 27	))	1569727
11	13067.23	15929.89		1592989
12	18792.56	17358.18		1735818
13	15923.81	14982.81		1498281
14	14041.81	8886.32	11	888632
15	3730.84	2735.06	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	273506
16	1739.28	869.64	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	21741
17	0.00			
			승 탉	19072042
流域内の	瀬戸層群の体積	(G1 · 6 ·	7 · 8 + G 9 )	25425500

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·流域名 G-10· 賤洞川	流域面積 2.379 Km <sup>4</sup>
断面位置図	
talate	A.P
REEL	
A FEE	TETE
	titel
EEEEEEEEEEE	
of 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	
後 山 四 光	の面積上方率 66.9/
こう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょ	の町限百11平 00 /0

断面 No.	断面積 m <sup>*</sup>	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1~10	0.00		100	4000
11	81.61	40.80		4080
12	465.57	273.59	<i>"</i>	2/359
1 3	532 25	498.91	"	49891
10	1540.00	1025.54	п	102554
14	1518.83	1693.06	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	169306
15	1867.29	2933.34	"	293334
16	3999.39	4706.82	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	470682
17	5414.26	4861 21		486121
18	4308.17	CC1E 97	7.0	463069
19	8922.38	0013.27	10	403003
2 0			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	·
2 1		·		
2 2				
2 3				
2 4				
2 5				
2 6				
			· 금 카	2066397
流域内の液	瀬戸層群の体積	(G - 1 0	+ G - 9 )	27492000

			束	Ľ	浸	東文	地	域	瀬	ह	層	粓	体	積	集	計	・表	
流	域	番	号	-	流	域	名	G	No. 1		賤洞	11		流	域面	積	0.003	Кnř
	断	面	位	置			Gn	o 1 – 4	c		G n o 瀬	月 層	) ] n o 1	-1	〔占有	李 平	100	%
14-5						NEC	五柱		- 			~~	ল নাথ	 File Str	 ī 姓 m		断而問	休 荷 m 3
E	<u>国</u>	Ň	0.	_		<u>س</u>	凹 傾	m 	-	- 均世	71 1001 1111		11 (12) 	14 (FE) (FE	. MRL 10			PIN 19, 11
		1					(	).00			267.5	2		5	0	1		13376
		2					535	i.03			2000			-				10010
-		3					2 5 1	7.45		<u>_</u>	396.2							19012
		4					(	).00			128.7	73			5			643
		5																
		1 2 3 4 5					535 257 (	).00 5.03 7.45 ).00			267.5 396.2 128.7	52 24 73		5	0			13376 19812 643

1	<u> </u>			
	0.00	267.52	50	13376
2	535.03	396.24	"	19812
3	257.45	128.73	5	643
4	0.00			
5				
6				
7				
8				
9				
10				
11				
12				<u> </u>
13				
14				<u></u>
15				
16				
17				
			승 탉	33831
一一の漸	戸層群の体積	( G No. 1 +	+ )	34000

流域番号·	流域名 G No	1 2 ·	流域面积	t≣ 0.727 Km*			
断面位置図 ************************************							
断面 No.	断面積 m <sup>*</sup>	平均断面積m	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>			
1	0.00	074 00	0.0	E 4 7 7			
2	543.35	2711.68	100	272120			
3	7019.23	5781.29		C01621			
4	6813.39	0910.31	<i>"</i>	031031 200157			
5	6789.75			1955059			
6	18327.31	12008.03	"	1560797			
7	13067.23	15000.00	<i>H</i>	1509121			
8	18792.56	17950 10	//	1725010			
9	15923.81	11000 01	<i>""""</i>	1/00/91			
10	14041.81	0000 00	н	1430201 			
11	3730.84	0000.33 9795 AA	<i>"</i>	5725AA			
12	1739.23		ייי ייי ייי	210JV4			
13	0.00	009.02	<u></u>	21(40			
14							
15		 		<u> </u>			
16							
17							
		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	10586898			
流域内の潮	● 戸層群の体積	( G Na 2 +	G 6 + G 1 )	12368500			

## 東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

流域番号・流域名 G № 4 · 賤洞川 流域面積 0.099 Km<sup>4</sup> 断面位置図 Gno4-7 Gno4-6 Gno4-8 Gno4-4 Gno4-3 Gno4-2 Gno4-8 Gno4-1 Gno4-1

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

瀬戸層群の面積占有率 75 %

断面 No.	断面積 m <sup>*</sup>	平均断面積m <sup>*</sup>	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00			
	F16 43	258.22	100	25821
Z	J10.43	972.83	IJ	97282
3	1429.22	2230.92	))	223091
4	3032.61	4443.47	"	444364
5	5854.32	5301.31	"	530131
6	4748.30	4029 13		402913
7	3309.96		25	A 1 3 7 A
8	0.00	1034.98		41014
9				
10				
	·			
1.9				
		-		
1 3				
14				
15				
16				
17				
			合計	1764960
流域内の	瀬戸層群の体積	( G No. 4	+ + )	1765000

流域番号	·流域名 G N	2.7 · 賤洞川	流域面有	t 0.025 Km²
断面位置	<u>s</u>			
	G n o 7 - 1	G n o 7 - 2	G n o 7 - 3 G n o 7	- 4
		瀬戸	層群の面積占有■	× 88 %
断面 No.	断面積m²	平均断面積m	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	1272 55	100	127254
2	2545.09	2812.80		281279
3	3080.50	1540.25	50	77012
4	0.00			
5				
6		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
7				
8				
9		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
10			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
11				
12				
13		<u> </u>		
14				
15		]		
16				
17				
			승 탉	485546
流域内の	瀬戸層群の体積	(GNa7	+ + )	486000

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

流域番号・流域名     G     N0.9     該洞川     流域面積     0.010 Km²       断面位置図     Gno9-3     Gno9-2     Gno9-1       瀬戸層群の面積占有率     97 %       断面     町面積     m²     平均断面積 m²     断面間距離 m     断面間体積       1     0.00     658.56     100     65856       2     1317.12     658.56     88     57953       3     0.00	東	濃地域	瀬戸層群	体積	集言	十表
断面位置図 Gno9-3 Gno9-2 Gno9-1 瀬戸眉群の面積占有率 97 % 断面 No. 断面積 n <sup>d</sup> 平均断面積 n <sup>d</sup> 断面間距離 m 断面間体積 1 0.00 658.56 100 65885 2 1317.12 658.56 88 5795 3 0.00 4 5 6 7 8 9 10 10 11 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	流域番号·	流域名 G N	lo.9 ·	ប៊	<b>ᇵ域 面 積</b>	0.010 Km²
Gno9-3     近の9-3       瀬戸層群の面積占有率     97 %       断面積 ㎡     平均断面積 ㎡     断面間距離 m     断面間体積       1     0.00     658.56     100     65856       2     1317.12     658.56     88     57955       3     0.00     658.56     88     57955       6     1     1     1     1       7     1     1     1     1       8     1     1     1     1     1       10     11     1     1     1     1	断面位置	X				
Gno9-3     第二       第二     100       1     100       1     100       1     100       1     100       1     100       1     100       1     100       10     10						
		Gn 0 9 - 3	Gn 89-2			
第三日本 100 日本 100 日				,		
瀬戸層群の面積占有率     97 %       断面 No.     断面積 mi 平均断面積 mi 断面間距離 m 断面間体積 mi 1       1     0.00       2     1317.12       3     0.00       4			/	$\backslash$		
瀬戸層群の面積占有率     97 %       断面 No.     断面積 m²     平均断面積 m²     断面間距離 m     断面間体積       1     0.00     658.56     100     65856       2     1317.12     658.56     88     57955       3     0.00				$\searrow$		
瀬戸層群の面積占有率 97 %  断面 No. 断面積 nd 平均断面積 nd 断面間距離 m 断面間体積 1 1 0.00 658.56 100 658.56 88 57955 3 0.00 4 5 6 7 8 9 10 10 11				$\rightarrow$	G n o 9 – 1	
数戸屑群の面積占有率 97 %        断面 No.     断面積 n²     平均断面積 n²     断面間距離 m     断面間体積 n²       1     0.00     658.56     100     65856       2     1317.12     658.56     88     57955       3     0.00	,					
瀬戸層群の面積占有率         97 %           断面         断面積         n²         平均断面積         断面間距離m         断面間体積           1         0.00         658.56         100         65856           2         1317.12         658.56         88         57955           3         0.00         658.56         88         57955           4						
瀬戸層群の面積占有率 97 % 断面 No. 断面積 m 平均断面積 m 断面間距離 m 断面間体積 1 0.00 2 1317.12 3 0.00 4 5 6 7 8 9 10 10 11 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1						
断面 No.       断面積 mi       平均断面積 mi       断面間距離 m       断面間体積         1       0.00       658.56       100       65856         2       1317.12       658.56       88       57955         3       0.00       658.56       88       57955         4			瀬 戸 州	屑群の面和	責占有率 	97 %
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積而	断面間路	巨離 m	断面間体積m
2     1317.12     658.56     100     658351       3     0.00     658.56     88     57953       4	1	0.00		1.0		<u> </u>
3     0.00     658.56     88     5795.       4	2	1317.12			U	03830
4	3	0.00	658.56	8	8	57953
5	4		-			
6     7       7     7       8     7       9     7       10     7       11     7	5					
7     8       9	6					· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
8	7					
9 10 11 11	8			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
10	9	·	-			
	10		-			<u> </u>
	11	<u> </u>	-			
			-			

合

+

+

計

)

123809

124000

38

13

14

15

16

17

流域内の瀬戸層群の体積

(

GNa 9

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

流域番号·流域名 H-1 ·3 ·	流域面積 0.068 Km²
断面位置図 H3-7 H3-6 H3-5 H3-4 H3-3 H3-1	瀬戸層群の面積占有率 99 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	0.00	1.0	
2	0.00	0.00	10	0
2	2803 10	1446.70	100	144670
ა 	2053.40	2747.09	11	274708
4	2600.77	2741.88	, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,	274188
5	2883.00	2762.02		276202
6	2641.04	1220 52		123052
7	0.00	1320.32		132032
8				
9	<u> </u>			
10				
11				
12 .				
13				
14				
15				
16				
17			   	
			合 計	1101821
流域内の潮	順戸層群の体積	( H1·3	)	1102000

流域番号・流域名 H - 4 . 流域面積 0.164 Km 断面位置図 11 4 , co 瀬戸層群の面積占有率 99 % 断面間体積 m<sup>3</sup> 平均断面積而 断面間距離m 断面 No. 断面積 тî 0.00 1 95772 957.73 100 2 1915.45

2750.30

3818.51

4421.36

6145.58

7911.25

4161.10

n

ŋ

 ${\boldsymbol{y}}$ 

#

Ħ

JF.

탉

)

合

+

275030

381858

442136

614557

791125

416110

3016582

3017000

- 27、 1115 215、 なん 14月 7 - 7日 141 215 1月 275 日1 22	東	湕	坤	域	<b>凍</b> 貭	戸	層	群	体	積	集	計	矛
--	---	---	---	---	------------	---	---	---	---	---	---	---	---

9D
----

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

流域内の瀬戸層群の体積

3585.15

4051.87

4790.85

7500.30

8322.20

0.00

(

H4+

東濃地域瀬戸層群体積集計表



NF TET NO	断面積 ㎡	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
<u>но</u> рации.				
	0.00	62.47	100	6246
2	124.93	208.41	<i>"</i>	50840
3	891.88	1156.21		115621
4	1420.54	1879 99	1	187999
5	2339.45	1100 72	0.0	105275
6	0.00	1109.13	50	145275
7				
8		-		
9	·····			
10				
11				
12				
13		-		
14				
15				
16				
		-		
I /			A =1	405000
			合計	465982
流域内の激	順戸層群の体積	( H 6 + H	3 · 4 )	4584000

.

東	濃地域	頼戸 層群	体積集	計 表
流域番号	流域名 H- 7	7	流域面看	責 0.175 Km²
断面位置	X			
		~		
		$\searrow$		
=				
Ň	T T	# 12 - 12 - 17 - 17 - 17 - 17 - 17 - 17 -	7	
		The second secon		7~
				•
	<u> </u>	瀬 戸 ハ	屠 群 の 面 積 占 有 ■	¥ 99 %
断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積m <sup>4</sup>	断面間距離m	断面間体積m
1	1788.15	2097 36	100	209736
2	2406.56	1989.06		198906
3	1571.56	2102 28	11	212028
4	2633.00	2526.08		252608
5	2419.16	2287 77	]]	228777
6	2155.98	2785.86	))	278586
7	3415.73	4752 49		475249
8	6089.24	5565 63	))	556563
9	5042.02	4745 50	Jł –	474550
10	5786.29	5117.64		511764
11	4448.98	2224 49	75	166836
12	0.00		1.0	
13				
14				
15		]		
16		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
17	<u> </u>			
			合計	3565623
	「戸層群の体積	(H7+	+ + )	3566000

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

流域番号·流域名	$H - 1 0 \cdot$	流域面積 0.220 Km
断面位置図	H10-5 H10-4 H10-3 H10-3 H10-2 H10-2 H10-1	
	瀬戸 層 群 の	)面積占有率 64 %

断面 No.	断面積 m	平均断面積m	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00		F A	
2	134.11	67.06	50	3352
	0.9.4.0.7	559.54	100	55954
	504.51	1386.56	"	138656
4	1788.15	894.08	30	26822
5	0.00			
6				
7				
8				1
9				
10		1		·
11			·	
12		ļ		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
13				
14		 		
15		1		
16	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	 		
17		·		
			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	224785
流域内の潮	原戸層群の体積	( H 1 0 + )	H7 + )	3790000

流域番号・	流域名 H-1	流域面利	責 0.727 Km²			
断面 No.	 断面積 m <sup>2</sup>	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>		
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 10 11	0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 34.12 255.71 536.05 1168.90	0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 17.06 144.92 395.88 852.48 584.45	100 // // // // // // // // //	0 0 0 0 0 0 0 1706 14491 39588 85247 29222		
1 2 1 3 1 4 1 5 1 6 1 7	0.00	584.45	50 合計	29222		

東濃地域瀬戸層群体積集計表

L

流域番号・流域名 1 Na 24 · 流域面積 0.058 Km 断面位置図 124-5 124-4 124 2 I 2 4 - 3 124-1

#### 東濃地域瀬戸層群体積集計表

#### 瀬戸層群の面積占有率 0%

斯面積 m² 平均斯面積m² 斯面間距離m 断面間体積m<sup>3</sup>

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積m	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	0.00	100	0
2	0.00	0.00		
3	0.00	0.00	<i>"""</i>	0
	0.00	0.00	"	0
	0.00	0.00	11	0
5	0.00	0.00	40	0
6	0.00			· · · · ·
7				
8				
9				
10				
11		· 		
12		1		
13				
14			ļ	
15				
16		]	<u> </u>	
17		]		
		·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	0
流域内の潮	巨層群の体積	( I No. 2. 4	)	0

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·流域名	J 1 · 正;	馬様洞	流域面積	0.006 Km²
断面位置团	J = 1 - 4 $J = 1 - 3$ $J = 1 - 3$ $J = 1 - 3$			
		瀬戸層群の面	積占有率	100 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	0.4 5 7 0	Γ.Λ.	40700
2	1631.52	815.76	<u>่</u> จง	40188
3	2359.68	1995.60	)1	99780
	·	1179.84	2 5	29496
ч г	0.00			
<u>.</u>				
6				
7				<u> </u>
8				
9				
10		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
11	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	 		
12				
13				
14		]		
15		]		
16	······································	]		
17				
			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	170064
流域内の瀬	夏戸層群の体積	(J1+	+ + )	170000

 流域番号・流域名
 J - 2
 正馬様洞
 流域面積
 0.019 Km

 断面位置図
 J 2 - 5
 J 2 - 5
 J 2 - 4
 J 2 - 3

 J 2 - 3
 J 2 - 2
 J 2 - 1

 瀬戸層群の面積占有率
 99 %

断面 No.	断面積 m	平均断面積m <sup>*</sup>	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	1 4 7 4 4 4	E 0	72706
2	2948.26	4/4.13	<u> </u>	13100
Q	3521 94	3235.10	"	161755
	0000 04	3380.41	,,	169020
4	3238.88	1619.44	38	61538
5	0.00			
6				
7				1
8				
9				
10		- 		
11				
1 2				
13		-		
14				
15		1		
16		<b></b>		
17				
	,		승 탉	466000
流域内の	466000			

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表
東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·	流域名 J-4	・5 ・ 正馬様洞	流域面積	€ 0.040 Km²
断面位置				
		_		
		15-5		
	/	15-4	<b>`</b>	
	t		$\rangle$	
		15-3		
		145-1		
			) - 1	
			-	
		瀬戸層	育群の面積占有率	<b>§</b> 95 %
	NYC DC SEE 8	<b>亚伯斯西廷</b> 之	版而問知難…	断而围休猪。3
PETELINO.		千均断面積 11		
1	398.78	1074.60	30	32238
2	1750.43	2549 20	32.5	82849
3	3347.98	4001 22	100	490132
4	6454.67	4901.32		450102
S	0.00	3227.33	80	258186
0				
7				
8				
9			<u> </u>	· · · · · · · · · · · · · · · · ·
10				<u> </u>

11	, <b></b> , <b>_</b> ,	 	 			
12		-	 			
13			 			
14		·····	 			
15			 		<u> </u>	
16			 	<del>,</del>		
17			 ·	···		
			 合	<u></u> ≣†		863000
流域内の潮	戸層群の体積					86300(

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·	流域名 J-6	· 正馬樣洞	流域面积	₫ 0.041 Km²
断面位置	X			
	,		`₹ 夏群の面積占有≤	率 81 %
断雨 No.	断面積 ㎡	平均断面積m	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00			
2	1759.40	879.70	100	87970
3	4257.64	3008.52	"	300852
4	0.00	2128.82	80	170305
5				
6	·			
7				
8				
9				
10	<u> </u>			
11			   	
12		·		
13		 		
14		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
15			 	
16			 	
17	. <u> </u>			
			· 슈 카	559000
流域内の潮	順戸層群の体積		<u> </u>	559000

 流域番号 流域名
 J - 7 · 正馬様洞
 流域面積 0.465 Km

 断面位置図
 0

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 1
 1

 <t

断面 No.	断面積 m <sup>4</sup>	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	<u> </u>	100	87530
2	1750.60			418063
3	6610.66		"	570050
4	4988.35	5/99.50	"	754445
5	10100.56	- (544.45	"	
6	11163.03	10631.79	<i>"""</i>	1063179
7	5443.46	8303.24	"	830324
8	6100.99	5772.22	<i>i)</i>	577222
9	2414.98	4257.98	11	425798
10	0.00	1207.49	80	96599
11		-		
12				
12		_		
14	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
14				
13				
16	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
17	<u> </u>			4022112
				4033113
流域内の激	瀬戸層群の体積	$(J - 4 \cdot 5)$	$\cdot 6 + J - 7$ )	6236000

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号	·流域名 J-8· 正馬樣洞	流域面積 0.	Клî
断面位		C C C C C C C C C C C C C C C C C C C	1 Ton

瀬戸層群の面積占有率 47 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	0.00	50	0
2	0.00	0.00	80	0
3	0.00	0.00	100	0
4	0.00	740.49	"	74049
5	1480.99	1983.76	))	198376
6	2486.53	1243.26	80	99461
7	0.00			
8				
9				
10				
11		· · · · ·		
12				
13		<b> </b>		
14		<u> </u>		
15				
16				
17				
			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	371886
流域内の	瀬戸層群の体積	(J – 8	+ J - 7 )	6627500

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

流域番号·	流域名 J-9	· 正馬樣洞	流域面積	0.816 Km²
断面位置			の面積占有率	21 %
断面 No.	断面積 m <sup>*</sup>	平均断面積 ㎡ 断	f面間距離 m	断面間体積 m <sup>3</sup>

断面 No.	断面積m	平均断面積而	町面間距離 m	町山间1419m~
1	0.00	96.22	100	9622
2	192.44	283 52		38352
3	574.60		″	43196
4	289.33	431.90	"	43750
5	585.67	437.50	"	43730
6	1772.40	1179.03	<i>II</i>	111903
		1011.09	<i>n</i>	101109
[	249.79	174.27	"	17427
8	98.75	728.94	<i>))</i>	72894
9	1359.14	2139.50		213950
10	2919.86	1459.93	30	43797
11	0.00			
12				
13				
14		]		
15				
16				
17				
			금 計	702002
流域内の潮	順戸層群の体積	(J-9	+ J - 8 )	7965000
		1		

東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·流域名	J No. 1. 4 正馬様洞	流域面積 0.013 Km
断面位置図	Jn 0 14 - 2 Jn 0 14 - 3	J to 14-1
	瀬 戸 屠 群	の面積占有率 92 %

- 漑尸檜枏の面積占有率 - э٤ 7
---------------------

断面 No.	断面積 m <sup>2</sup>	平均断面積㎡	断面間距	í Mit m	断面	間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	805.69	10	0		80569
2	1611.37	0.05.00		~~~		80569
3	0.00	803.09	///			
4			 			
5						
6						······
7						
8			[ 			
9						
10			ļ			
11						
12						
13					+	
14				,		
15						
16					_	
17		<u> </u>				
		·	合	<del>]</del>		161000
 流域内の?	瀬戸層群の休積					161000

# 東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·流域名	$T - 2 \cdot t$	兩石川上流	流域面積 0	.210 Km²
断面位置図				
		T2-6		
	$\frown$	<u>T2-5</u>	١	
	T2-4	$\sim$		
	T2-3		-	
	$T_{2-2}$	A CONTRACTOR	/	
	50	1	-	
	$\int \overline{T^{2-1}}$			
		瀬戸層群の面	f 積 占 有 率	75 %

断面 No.	断面積 m"	平均断面積 ㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	538.65	<u> </u>	100	65225
2	765.85	0.0.7 40		403742
3	7309.02	4037.43		403143
4	10438.18	8873.60	<i>n</i>	887360
	6192 91	8465.56	"	846556
J	0402.04	3246.47	70	2 2 7 2 5 2
b	0.00			•
7				
8				
9				· · · · · · · · · · · · · · · · ·
10				
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17				
			合 計	2430000
流域内の	瀬戸層群の体積			2430000

## 東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表



### 瀬戸層群の面積占有率 76 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00	1000 20	20	38007
2	3800.77	1900.39	20	30001
2	10120 69	6970.23	100	697023
		13367.03	п	1336703
4	16594.38	16314.30	))	1631430
5	16034.21	12916 36		1291636
6	9798.51			1009771
7	11456.91	10627.71	<i>""</i>	1002111
	7947 67	9352.29	<i>n</i>	935229
8	1241.01	8142.64	))	814264
9	9037.60	8235.84	n	823584
10	7434.08	7736.93	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	773693
11	8039.77	9300 35	11	930035
12	10560.92	3370.33		0.05.020
13	5957.66	8259.29	<i>"</i>	023929
	COCO 10	6409.89	"	640989
14	6862.12	10288.44	1)	1028844
15	13714.75	6857.38	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	685738
16	0.00			
17		1		
		L	· 슈 카	13516000
流域内の調	 順戸層群の体積		v.=	13516000

## 東濃地域瀬戸層群体積集計表

流域番号·流域名	T - 3 ② ·	柄石川上流	流域面積	1.226 Km²
断面位置図				
		20 - 12 -	Jun D	
To To		KI LH	-	
		4JOT 1		
	r+1	tothe to be		
	1 LL K	LL 17501		
y y	XTY IY	TAY L		
		J		

#### 瀬戸層群の面積占有率 71 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積m <sup>*</sup>	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00		190	
2	11147.80	5573.90	120	668868
3	6916 11	9037.00	100	903200
	0.007.00	8406.70	<i>II</i>	840670
4	9897.29	8597.53	"	859753
5	7297.77	9000.67	<i>]]</i>	900067
6	10703.56	10621 20		1062120
7	10538.84	7045.00		704590
8	4752.88	1645.86	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	104300
	9189 03	6971.00	<i>"</i>	697100
1.0	C2CA 10	7724.61	"	772461
10	0200.19	6420.26	IJ	642026
	6580.33	5733.27	<i>))</i>	573327
12	4886.21	2786 73	))	278673
13	687.25	1005.10	· · · · · ·	100515
14	1503.05	1093.13		
15	5754.74	3628.90	"	362890
10	Δ.ΔΔ	2877.37	50	143868
	0.00			
17				· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
			승 카	9579124
流域内の瀬戸層群の休積		(T3@+T	2)	12009000

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

流域番号・流域名	T - 4 ·	柄石川上流	流域面積	0.090 Km²
断面位置図				
		5 <u>T4-3</u> <u>4-2</u> 瀬戸層群の面	百積 占有 率	100 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積而	断面間距離m	断面間体積 m <sup>3</sup>
1	0.00			
2	5078.34	2539.17	100	253917
0	11000 50	8443.93	n	844393
ა	11809.33	11463.73		1146373
4	11117.93	5558 96		277948
5	0.00			
6				
7				
8				
9				
10				
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17				
			合 <b>計</b>	2523000
流域内の瀬	戸層群の体積			2523000

 流域番号・流域名 No 2 5
 流域面積 0.062 Km

 断面位置図
 11-3

 11-5
 11-2

 11-5
 11-4

東 濃 地 域 瀬 戸 層 群 体 積 集 計 表

瀬戸層群の面積占有率 31 %

断面 No.	断面積 ㎡	平均断面積㎡	断面間距離m	断面間休積m <sup>3</sup>
1	0.00	0.00	100	0
2	0.00			4970
3	87.44	43.72	, <i>"</i>	4312
4	547.26	317.35	"	31735
	1101 00	824.57	"	82457
		550.94	38	20935
6	0.00			
7				
8				
9				
10				
11				
1 2				
13				
14				
15		1		
16		·		
17		1		
, J			合 計	139499
流域内の瀬	戸層群の体積	( Na 2 5	+ )	139500

3. 瀬戸層群断面図集(32葉)



(...)











والمروي المحمد المعجوب



2 (N) 2, 0

المحجمة بولالمتنا ومولودية



 $G_{7} - 4$ 











G 1 0 - 1



 $\eta$ 













 $H-1\ 1$ 



•






















0.00

ł









009 × 006

団業 制 開 の	≦発開キキネ と覚	数4・型代4 両業事語=	中 重
5 11	 	000'S:I	只 辭
(里纲	西東)図	<b></b> 见	多国区
∆ f	ы 1 ≠ €3 ⊡¥ №		敦 守 査 龍
地類の資料資地	野水るより査	個地見密書	호 ∜

	·	τ	
		白~毛筆	
		(武戦)闘選	1944 - J.
		検討の産野通	na Qualita
		採卵・向気の関数	
 ۴را	<u>(क</u> ्	<b>学</b> 所进行	
H H	Ϋ́.	難書やにな	+
٦¥.	ŧ₽	鶦놑眛闍夈睘夾觌土	
	昂		

0.0





1235 × 600

## 0621×188

圕業 黒 賀 (	■発開採燃刻・可 世覚	渡中 仕値
- - 	音 墨 团 🕴 000'S :	兄 懿
X	聲 蚶	いいしょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひょう ひ
2	章	<b>贾辛查</b> 廳
地質構造の部構造	1町木でもい査碼此財密替	
	(京雄)層(込 ()~す) ()~す)	
	地層の走向・傾斜 第理面の傾斜	4
日 火 亜 ' 炭 53 吉		× × ×





VII-ME 31-2 B1





VII-ME 21-4

く





VII-ME 3I-I 土岐市基本図(I2)



<sup>「</sup>きぶるに残した禁する



## VII-ME 21-1 土岐市基本図(4)



許可なく複製を開する

15 击 特别产品 都・府・県界 er. s.+ 北海道の支庁界 指定都市の区界 4 0140 0 先 地 Ħ 木田 1Ē は、心地 th ٧ 広樹 笹山地 きび畑 15 ころい  $\tilde{\mathcal{L}}$ ۳Ģ ÷. 34 田 <u>주</u> tΞ  $\dot{\bar{x}}$ 15 金温 轮 男樹園 魇 庭 <u>....</u> \*) 被覆 岸層 小 に腹船発着所 使播 二四 地上 | 輸 かれ川 水方 大橋 砂地・れき地 永久橋 岩石を貫出する部 浅堂 細意。 Lé せきデ 用水路 \* 岩い 魂の 大利残操 Ξ. 汚波堤・ 不透過水制 厚枝構 さんこび 頭: 壁岩子 捕职进程 持续辅助曲律 ÷, 围 座標系は昭和43年建設省告示第 3059号の規定に

切取部・盛土部

X 埴 界 蝉

檀 生

1# tt: 署

よる第に座標系 投影は横メルカトル図法 国郭に表示してある座標値はキロメートル単位 方眼は0.5キロメートル間隔 回郭に表示してある経緯度目盛は10秒間隔 高さの基準は東京湾の平均海面 等高線の間隔は2メートル

VII-ME 20-4







VII – ME 20 – 2 土岐市基本図 (3)





VII-ME 30-2 土岐市基本図(II) B1