

熊本大学工学部

正員

○下 律 昌 司

〃

学生員

前 田

晃

火山流域は水文学的に、いくつかの興味ある特徴をもつが、中でも透水性の大きい火山灰土層は、雨水の浸透による豊富な地下水帯の形成をうながし、これによつて長い半減期で安定した基底流量が、年間総流出量の大半を占めていることである。筆者らは、地下水の変動と、それに伴う流出現象の変化が、自然的に、また顕著にあらわれるモデル流域として、阿蘇火山カルデラ流域を選定し、ここ数年連続観測をおこなっている。ここで地下水の流動、流出の実体を追ひ、これらの現象が水循環過程に、どれほどの役割を果しているか、その一部について報告する。

流動による水質の変化

地下水は浸透地帯から流出地帯へ向つて流動するうちに水質に変化がみこる。この変化は流域の地質特性と密接な関係があり、一般に濃度の変化と、化学成分の変化に別けられる。濃度変化は流動経路の長さと同時間に従つて増加の方向をとり、化学成分の変化は還元作用、イオン交換などの化学反応的変化である。

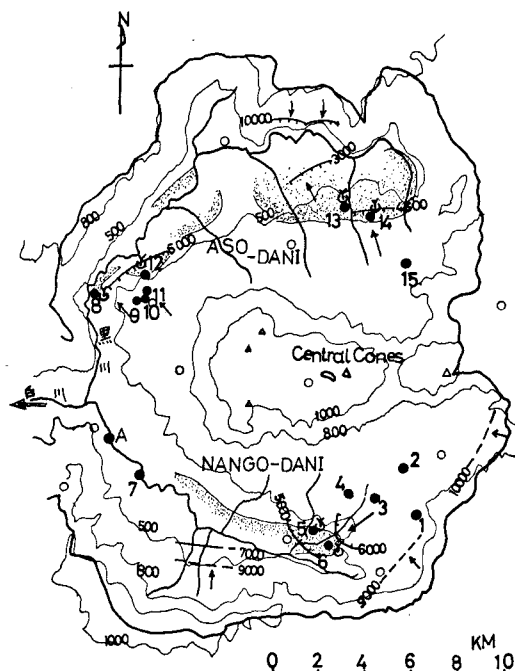
- ① ミリ当量濃度と導電率の関係 濃度の変化は導電率によつて推定することが可能である。半価は本河川水の平均濃度について $C(\text{mg/l}) = 0.0105 \times \lambda_{18} \left(\frac{\mu\text{V}}{\text{cm}} (18^\circ\text{C}) \right)$

C : 溶解イオンミリ当量 $\left(\frac{\sum \text{Cations} + \sum \text{Anions}}{2} \right)$

λ_{18} : 18°C 換算導電率

となることを示している。Fig.2に当流域地下水(一部表流水)についての水質分析結果により、導電率との関係を図示している。係数は、ほぼ0.02となっており、この違いは、各イオンの当量導電率に差があることから、溶解組成、濃度によつて生ずるものと考へられる。また実測値および文献と参考に導比値指数(導電率の逆数)の定数をFig.1に示す。

② 濃度と組成の変化 導電率の変化のみで平均的流動方向を結論づけることはできないが、地形、地質、地下水位の変化などとの対応によつて、当流



- Rain gauge
- Sample locality of chemical analysis
- △ Spring
- Zone of artesian well
- 7000 Iso-resistivity line of spring water (Unit: $\Omega \cdot \text{cm}$)
- 5000 " " artesian water (")
- 800 Contour line
- Direction of ground water flow

- | | |
|-----------|----------|
| 井: 井戸 | 1(井)村山 |
| 湧: 湧水 | 2(井)小倉原 |
| 自: 自噴井 | 3(井)色見 |
| 浅: 浅井 | 4(井)老良原 |
| | 5(井)御手水 |
| | 6(井)下御手水 |
| | 7(井)妙見橋 |
| | 8(井)赤水 |
| | 9(井)水道水源 |
| | 10(井)心かき |
| | 11(井)官周 |
| 12(湧)市川 | |
| 13(自)阿蘇農技 | |
| 14(自)阿蘇神社 | |
| 15(井)坂梨 | |

Fig.1 流域概要

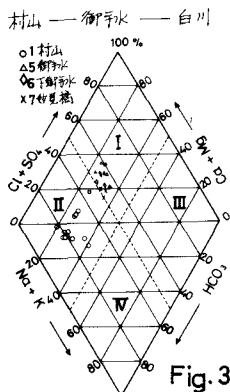


Fig.3

キーダイアグラム

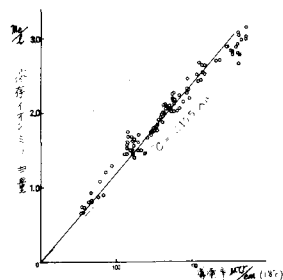


Fig.2 イオン濃度～導電率

域における地下水の流動をFig. 1に示すように考えることができる。流動による化学成分変化の1例をヘキサグラムおよびキータグラムで示す。これによつて帯水層の深さ、あるいは流出経路の差異、帯水層系統の別をほぼ知ることができる。キータグラムにより、日本の他流域の地下水(工領域)と比較して特に著しい相違は認められないうが、湧水、河水に SO_4^{2-} が多く組成がI領域である兵、火山流域の特性といえる。また地下水位の変動に応じて水質に多少の変化がみられる。たとえ浅い帯水層地下水には降水の浸透による稀釈がみられる。

地下水位と降水、水収支、流出量との関係

地表面に到達した雨水は、浸透現象という非線型変換をうけ、地下水面へ到達し、横流動をおこす。(たがって浅い帯水層地下水の水位変動と降雨の相関は比較的高いが、深く涵養経路の長いものは変形が大きい)。Fig. 6に地奥(10)の地下水位と、旬、半旬雨量との相関を、Fig. 5に地奥(4)、(15)の地下水位と月雨量との相関を示す。(Fig. 7は両地奥地下水位の相互相関を示す)。帯水層の深さによる涵養機構の相違をtime lagでみる事ができる。つぎに水収支式 $\sum(降水量P - 河道流出量Q - 蒸発散量E) \cdot \Delta t = \sum(地下流出量Q_g - 地下流入量Q_i) \cdot \Delta t + 流域貯留量変化\Delta S$ の左辺について40年間の月単位収支計算をおこなった結果の一部をFig. 9に示す。これと地奥(4)(15)の地下水位との相関をFig. 8に示す。収支式の右辺は一般に観測が困難な未知量であるが、前報に示したように $(Q_g - Q_i)$ の形であれば長期傾向として或程度の推定が可能である。前述のように帯水層に対する涵養機構はその深さによって異なっているが、当然上層から下層へと涵養されてゆくことが考えられ、その中で河川

の基底流量によって有力な帯水層のポテンシャルの変動を捉えることによって、低水の予測が可能と考えられる。その意味で代表的2つの帯水層における地下水位の変動と、その流出ハイドログラフを対比させ、さらに河道A奥の基底流量と対比させてみるのがFig. 9である。

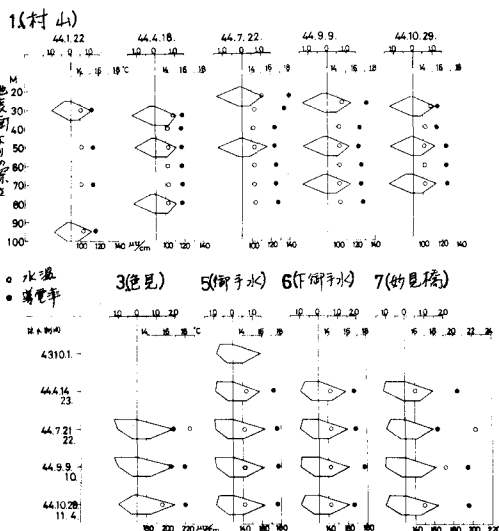


Fig. 4 ヘキサグラムによる水質組成

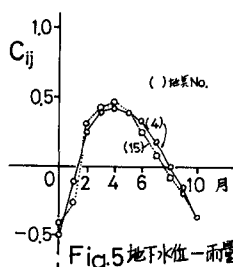


Fig. 5 地下水位—雨量相関

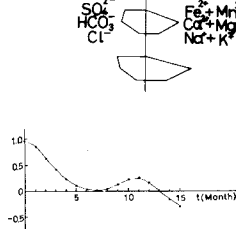


Fig. 7 地奥4—地奥10地下水位の相関

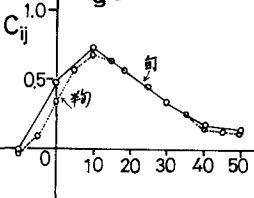


Fig. 6 地奥10における地下水位—雨量相関

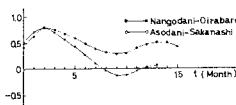


Fig. 8 流域貯留高—地下水位相関

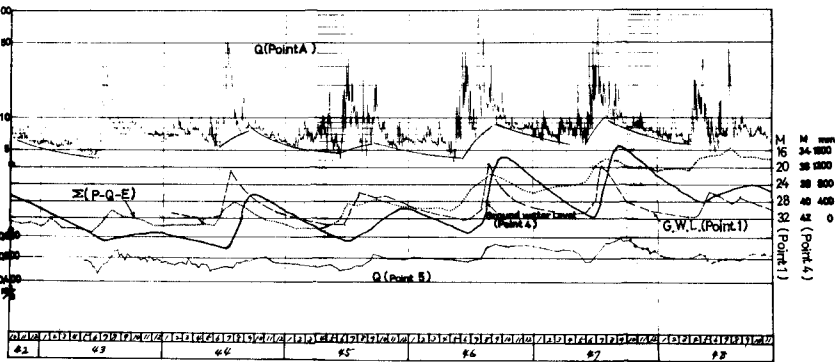


Fig. 9 河川ハイドログラフ(基底流量)—地下水位—地下水流出ハイドログラフ

- 1) 半谷高久 水質調査法 丸善 P181
- 2) 水収支研究—流域地下環境調査 丸善 P215
- 3) 地質調査所 熊本県川上郡黒川町地質図 4) 津沢利雄 火山流域における地下水位の観測からみた土壌還元新現象の検討 49, 2, 1979