

2.3. 地下水研究 50 年史—地下水波— (補逸)

(1) はじめに

前号の最後に地下水波は決して珍しい現象ではなく、むしろ普遍的に起こっているのに観測に漏れているか、注目されなかつただけで、扇状地や谷底平野などのように、河水と地下水の交流が行われやすい環境では、増水期にはごく普通に発生しているのではないかとの見解をのべた。

前号に述べた自然現象としての河川の増水を灌漑水の導水—落水といった人為要因に置き換えても起り得る現象は同じで、特に我が国の扇状地の多くにあるような灌漑水路が張り巡らされ、水田が広がっているようなところでは、灌漑期における地下水位の急激かつ著しい上昇は、このような現象は当たり前が生じている筈である。その際これに汚染物質の地下への浸透、拡散が重なった場合には、深刻な問題につながる可能性もある。このことに関してはいずれ取り上げることとして、今回は前回の話題の補逸のみとし、石川県手取川扇状地の例をとりあげる。

(2) 手取川扇状地の地形・地質概要

手取川扇状地は標高 80m の白山市鶴来町付近を扇頂部として北西に向かって広がり、扇端部は日本海に没する (図 1)。鮎野(1922)、その他によれば、主として最終氷期に

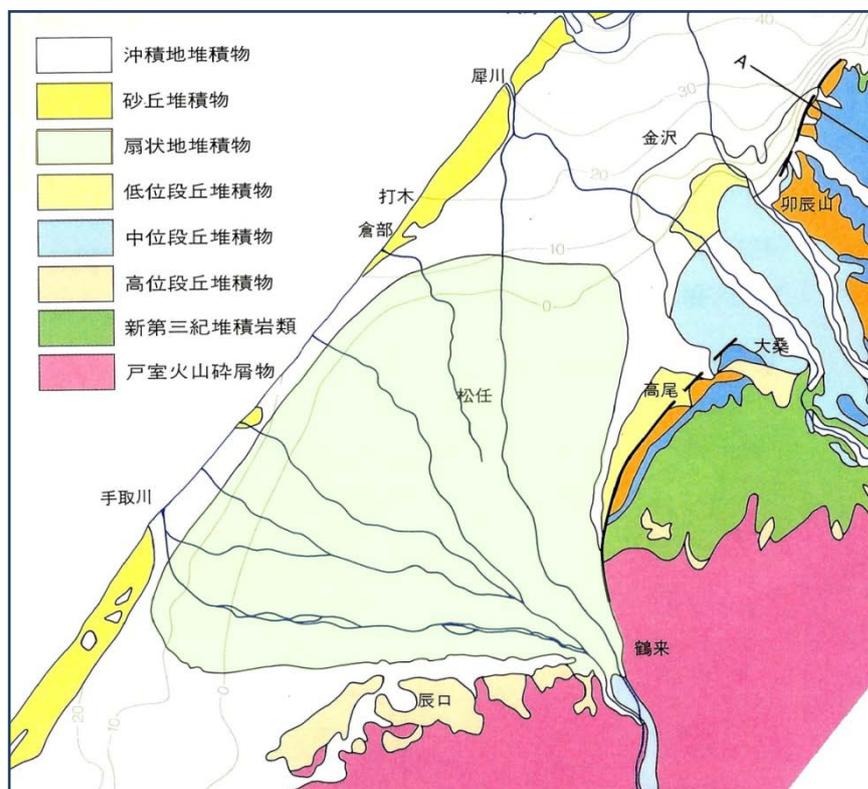


図 1 手取川扇状地の概要

(出典：鮎野義夫(1992)アーバンクボタ No.31、「北陸の丘陵と平野」)

形成された扇状地礫層^{注1)}の厚さは扇中央部では 50 m 以上に達し、非常に厚いのが特徴である(図 2)。なお完新世の扇状地礫層^{注2)}は扇頂部周辺と扇端部、および扇状地の南部を流れる手取川沿いに分布するが、扇中央部での分布状況はよく確かめられていない。

この扇状地には手取川から取水する“七ヶ用水”

注1) 本文では下部砂礫層 (第 2 帯水層) に該当

注2) 本文では上部砂礫層 (第 1 帯水層) に該当

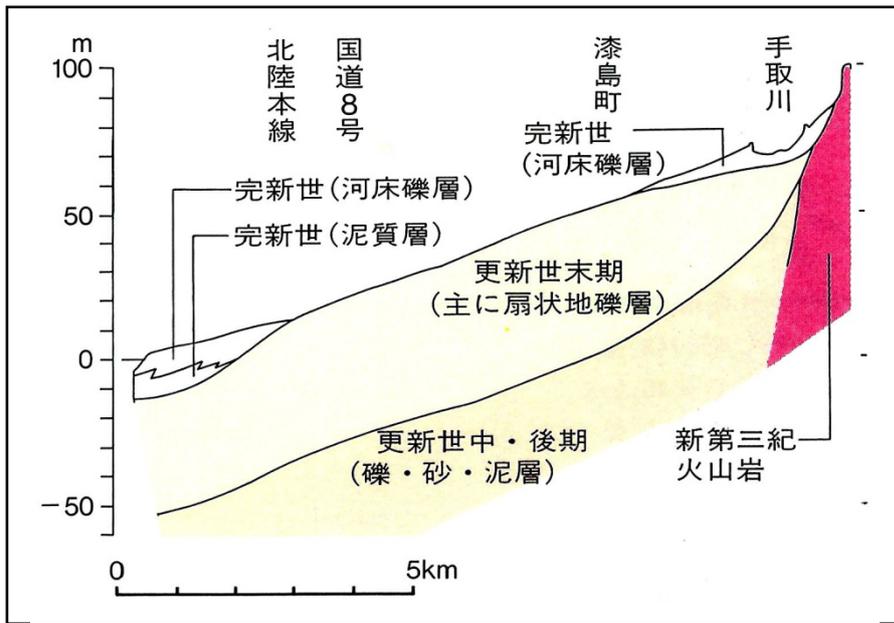


図2 手取川扇状地中央の縦断面図

(出典：粕野義夫(1992)アーバンクボタ No.31、「北陸の丘陵と平野」)

から分水された総延長1,400mに及ぶ灌漑水路が図3のように張りめぐらされており、これによって4,800ha余りの水田が潤されている。なお灌漑期の4月中旬から9月上旬にかけては毎秒30m³の水が導水されているが、4月下旬から5月上旬にかけて一

斉に行われる代掻き期には短期間に毎秒約47m³の水が田面に供給される^{注3)}。



図3 手取川扇状地の水路網

(出典：石川県・石川県立大学「白山水系における農業用水を核とした健全な水循環に関する調査研究」)

注3) かつての最盛期にはこの時期に最大60m³/secが導水されていた。

(3) 手取川扇状地の地下水

手取川扇状地の地下水については、筆者の恩師である故渡部景隆先生の 1962 年から 1994 年にいたる 30 余年間の調査研究が詳細を極めている。その成果は石川県報告書第 1 報から第 6 報として公表されている。またそれらの集大成ともいえるべき論文が、地学教育学会誌の第 275 号、278 号、279 号に掲載されている。筆者も先生の調査の一部に加えさせていただいたことがあるが、その徹底した調査ぶりから受けた影響は大きい。

以下はおもに、それらから本題に関する部分を抜粋させていただいたものである。

a) 水文地質

渡部は手取川扇状地を形成する扇状地砂礫層をその固結度と透水性から、上部 (UG) と下部 (LG) に区分し、前者を第 1 帯水層、後者を第 2 帯水層としている。しかし図 4 に例示した鑿井柱状図にみるように、それらを明確に分けるだけの地層 (加圧層) を欠くので、両者の地下水は灌漑期のように多量の水が供給された場合には水理的に連続した状態になると考えてよい。なおそれぞれは北陸農政局 (1977) 等による扇状地砂礫層 (AG (f) 層) と同 (DG (f) 層) に対応する。

b) 地下水ポテンシャル場の人為的擾乱

これらの地層の下位には更新世中～前期の砂・礫・粘土の互層 (卯辰山層) が厚く堆積し、その被圧地下水は地域の簡易水道や工業用水として昭和 30 年代から利用されてきたが、その揚水量は昭和 50 年代に入ってから急増し、同時に水位低下が顕在化してきた。その様子は図 5, 6 にあるように、扇頂部から扇中央部にかけての地域で顕著に現れている (図中青色で塗色)。すなわち、被圧地下水の利用拡大によって生じた水位低下は、地下水ポテンシャルの下方勾配を増長し、さらに灌漑期における浅層地下水の水位上昇がこれに加わって、本来の地下水流動系が大きく変容した。渡部の表現を借りれば、『扇頂部の観測井では春の最低水位から 1 日 50 cm 以上上昇する時期に

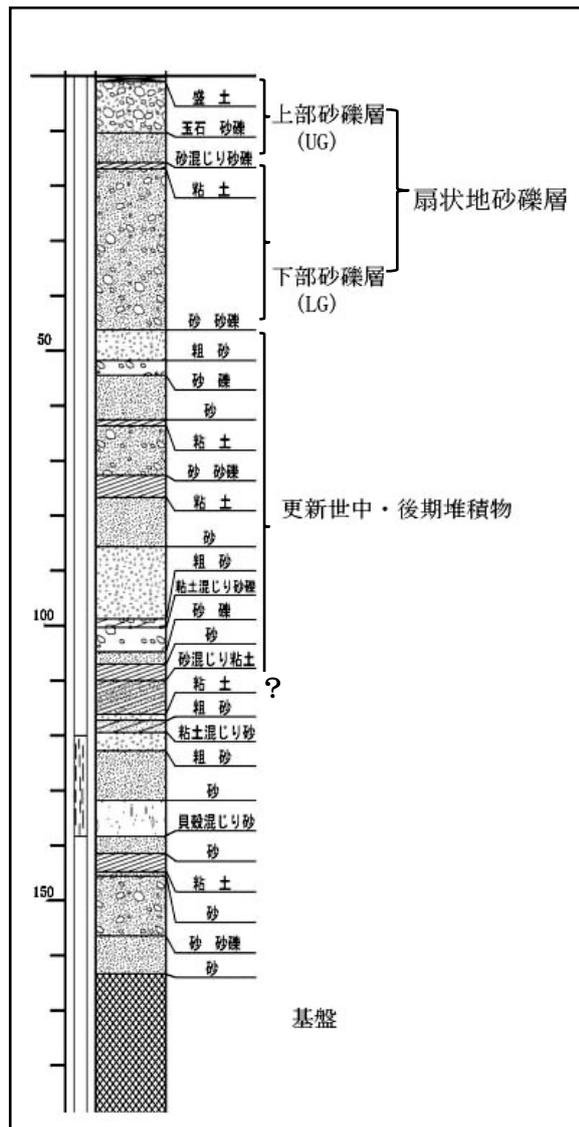


図 4 手取川扇状地扇端部の地質柱状図

その様子は図 5, 6 にあるように、扇頂部から扇中央部にかけての地域で顕著に現れている (図中青色で塗色)。すなわち、被圧地下水の利用拡大によって生じた水位低下は、地下水ポテンシャルの下方勾配を増長し、さらに灌漑期における浅層地下水の水位上昇がこれに加わって、本来の地下水流動系が大きく変容した。渡部の表現を借りれば、『扇頂部の観測井では春の最低水位から 1 日 50 cm 以上上昇する時期に

は観測井内で、田面に張られた時期の第1帯水層の水がゴォーと音をたてて滝のように管内を落下することが毎年のように確認された。これは4月の田植期の第1帯水層の地下水が短期間に第2帯水層に引き落とされているため、砂礫層の透水性が良いということだけではなく、一部空洞化していることが考えられ、特筆に値する。』とある。

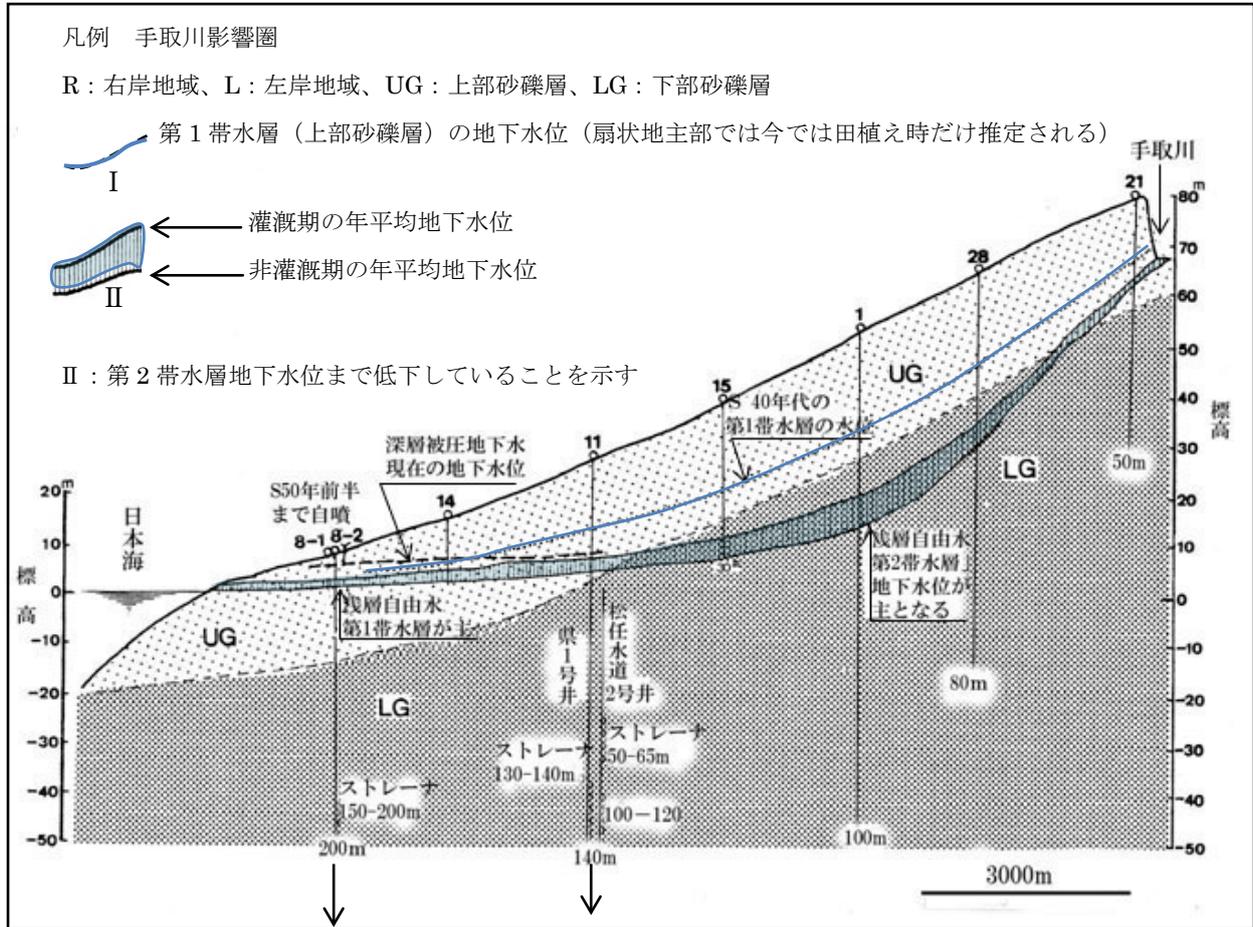


図5 手取川扇状地の中心線方向の地下水面縦断面図

(出典：渡部景隆(1994)石川県手取川扇状地の地下水)

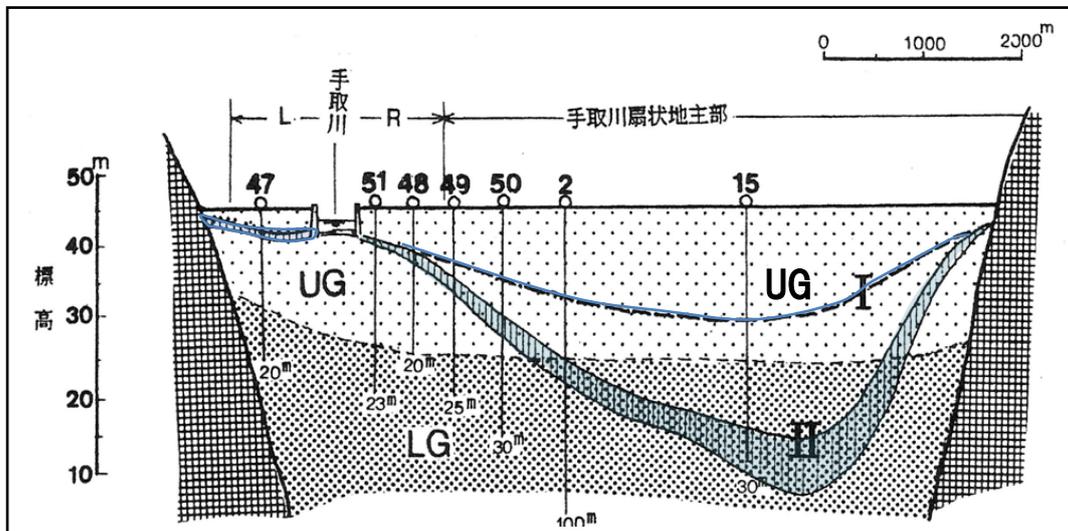


図6 手取川扇状地扇頂部（標高45mレベル）の地下水面横断面図

(出典：渡部景隆(1994)石川県手取川扇状地の地下水)

図7は灌漑導水量の年間記録であるが、その量は4月に入ってから急増し、その後半には最大量に達する。このような時期に上述のような現象が生じるのであろう。これはまさに“井戸法”による人工涵養を行っているようなもので、これに水田からの浸透が加わって生じた地下水位の上昇には著しいものがある。図8はこの時期における手取川扇状地の地下水位上昇の分布図であるが、扇頂部から扇中央部にかけての扇状地砂礫層中



の地下水は短期間のうちに一挙に10~20mも上昇する(図中青色で塗色した地域)。

図7 灌漑導水量の年間動向

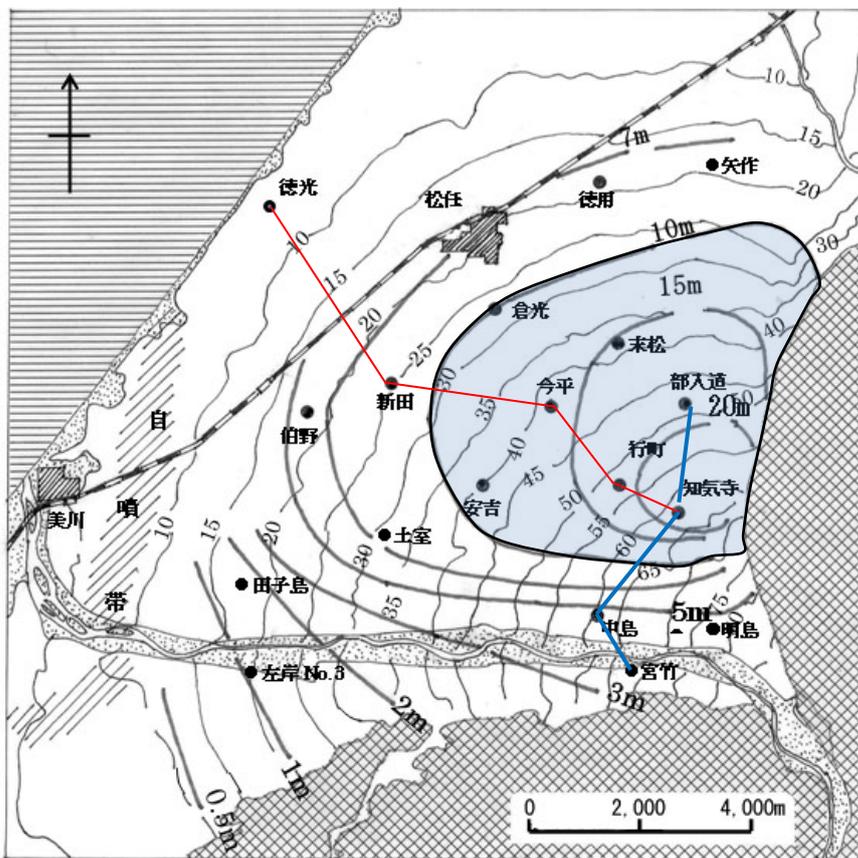


図8 手取川扇状地の灌漑期における地下水位上昇量の分布 (赤線は図9,11と、青線は図10と対応)

(出典：渡部景隆(2002)「手取川流域の自然環境Ⅲ」、地学教育第279号)

(4) 灌漑水の導水による水位変化の地域応答

手取川扇状地には石川県、建設省、手取連絡会、その他による多数の観測井があつて昭和 37 年からの水位記録が残されているが、それらの中には地下水位が低下して記録が取れなくなったものや、観測業務の終了とともに廃止されたものがある。また深度が多様であつたりして、目的に供し得たものは図 8 に示した●印の観測井の記録に限られた。その中から、昭和 37 年度のものを取り出し、扇頂部から扇端部にかけてならべたものを図 9 に、また扇頂部を南北に横断する方向のものを図 10 に示す。なおそれらの深度は 8m から 30m で、いずれもおもに扇状地砂礫層の地下水を対象としたものである。

ここで注目される点は以下のようなものである。

- ① 灌漑水の導水とともに始まる地下水位の上昇開始時点、またそれがピークに達する時点には、図中矢印で示したように、扇頂部から扇中央部に向けた方向でタイムラグが認められる。
- ② これに対して落水期では図中▼印で示したようにタイムラグは殆ど認められない。
- ③ 地下水の上昇量は扇頂部から扇中央部へと漸次減少する（扇端部では上昇量はさらに減少する＝図 11 参照）。
- ④ これらの水位変動の特徴は、図 8 の地下水面の上昇量の分布と整合していて、扇頂部から扇端部に向かう、どの方向をとっても同じ傾向が認められる。
- ⑤ 灌漑期間中の地下水位の変化パターンは、図 7 に示した灌漑水の導水状況を強く反映していて、降雨の影響はそれに打ち消されるかたちになる。
- ⑥ 上記に対して、手取川河岸地域では表流水との交流を反映して水位変動が少なく、その延長の扇状地地域における水位変動との対応が著しい。

なおここに示した観測井記録の時期とは異なるが、図 11 に扇端部の「徳光」観測井の記録を加えて示しておく。これには浅井戸と深度 200m の深井戸の記録が共に示してあるが、地下水位は深井戸の方が常に浅井戸より高く、ここが深層部を含む手取川流域の地下水の流出域にあたることを示している。注目すべき点はここでも図中の矢印のように、深度方向のタイムラグが認められることである。

以上から次のような地下水の流れが想定される。

- ① 灌漑水の導水によって一気に上昇した地下水は扇頂部ほど高いポテンシャルを獲得し、扇中央部から扇端部に向かう地下水流動を増長させる。
- ② 流動とともに地下水のポテンシャルは発散し減衰する。なおこれらは 3 次元規模で行われる。
- ③ 上記は灌漑期初期に一時的に見られるもので、まさに地下水波の形態をなすものである。
- ④ また深層部を含む地下水波のバックグラウンドとして、図 12 の手取川扇状地の水文地質構造は重要な役割を演じている。

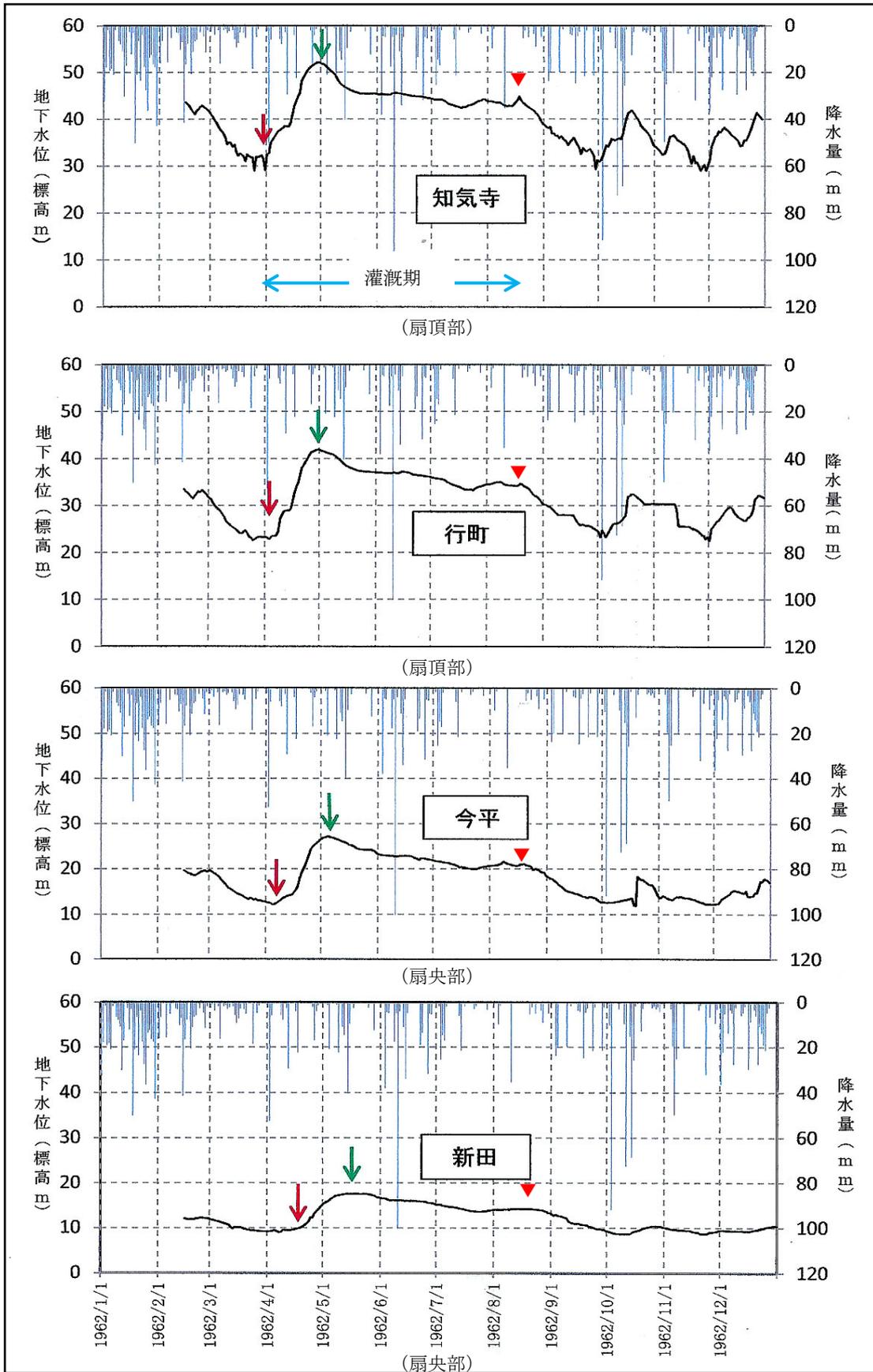


図9 扇頂部から扇中部にかけて並ぶ観測井の水位変化傾向 (1962年)

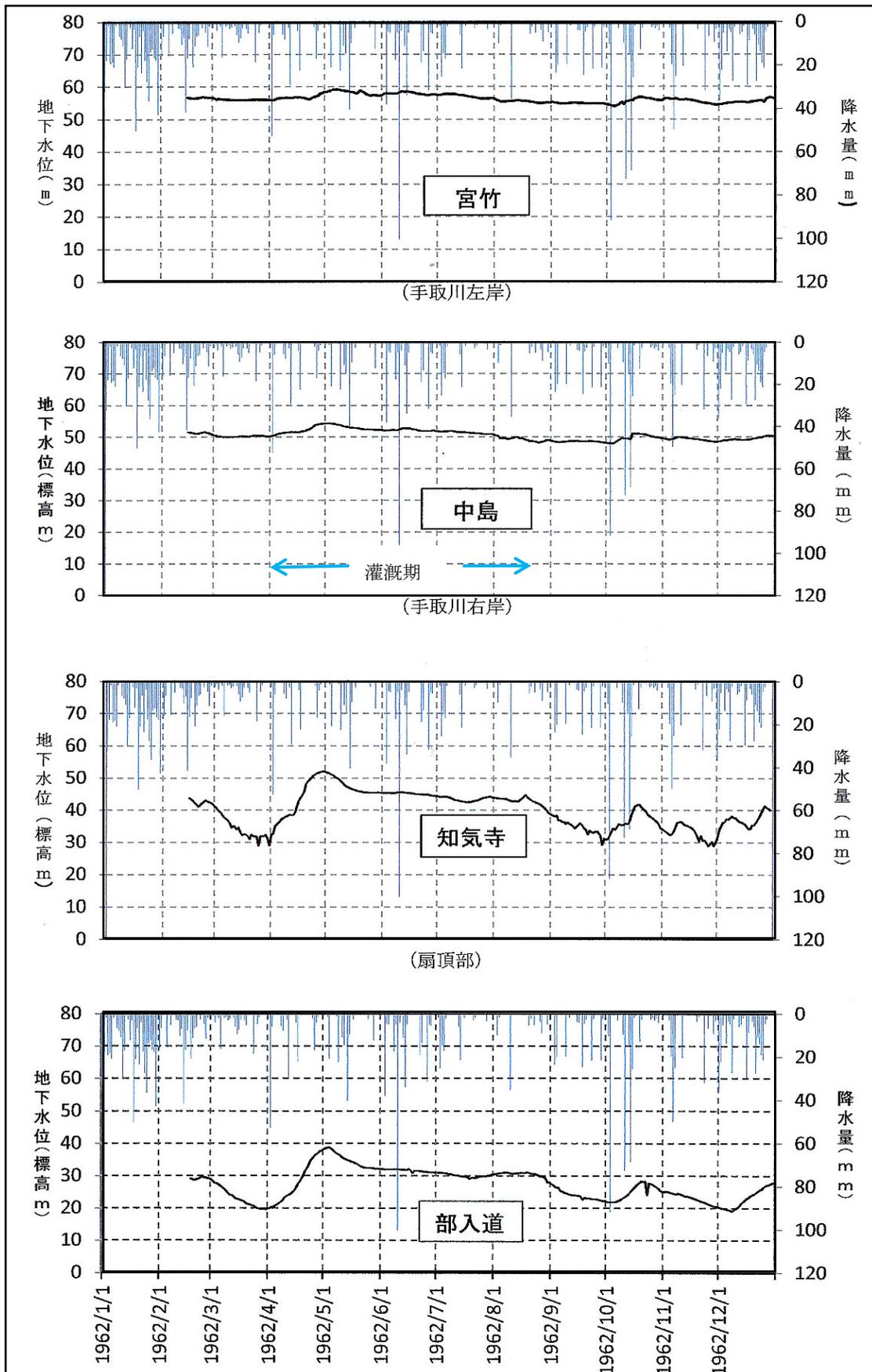


図 10 扇頂部を南北に横断する方向に並ぶ観測井の水位変化傾向 (1962年)

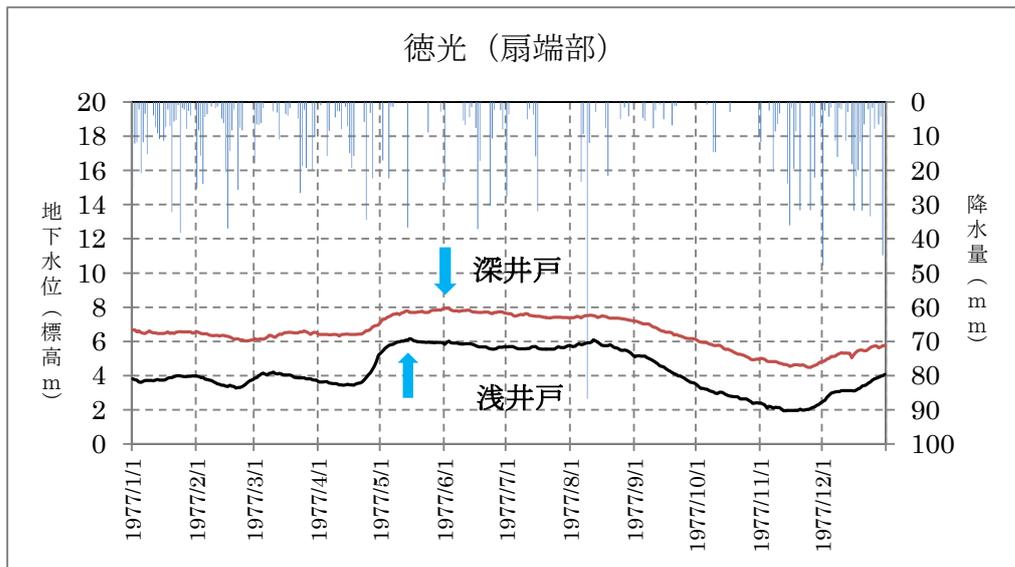


図 11 扇端部 (流出域) の地下水位変化 (1977 年)

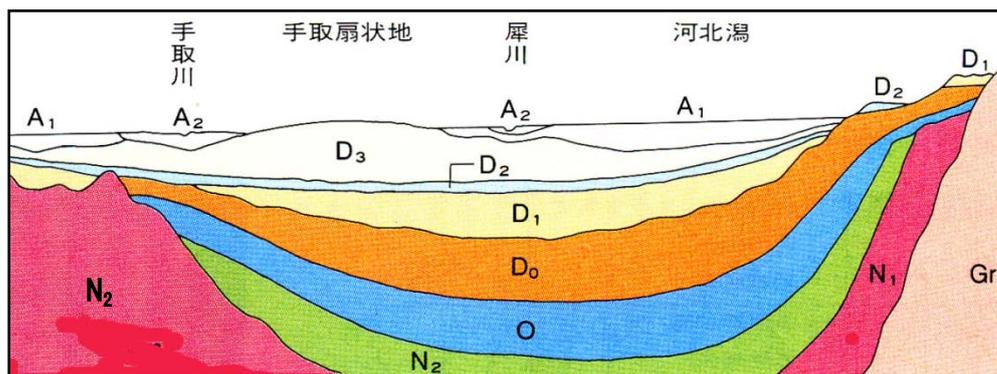


図 12 手取川扇状地の地下水流動系を支配している水文地質

A₁=完新世(泥質層) A₂=完新世(河床礫層) D₃=更新世末期(扇状地礫層を主とする) D₂=更新世後期(砂層・泥層など)
 D₁=更新世中期(礫・砂・泥層) D₀=更新世中期(卯辰山累層) O=更新世前期(大桑累層) N₂=新第三紀堆積岩類
 N₁=中新世前期火山岩類 Gr=先第三系(船津花崗岩)

(出典：糸野義夫(1992)「加賀平野」アーバンクボタ No31、北陸の丘陵と平野)

(5) おわりに

灌漑水の導水といった人為的擾乱の顕著な場にあることを前提に、仮に地下水位のピークを地下水波の到達時間として分布図に示すと図 13 の緑色破線のようになり、灌漑水によって上昇した地下水位分布と、手取川の影響を示唆するような分布を示す。またこれから得た地下水の流動速度は 17m/時 前後と算出される。前号の例では 14m/時であったことからみてこの値は妥当な値と言える。

なお付言すれば、このような人為的擾乱の激しいところでは、教科書的な地下水流動概念は殆ど当てはまらないということに留意する必要がある。

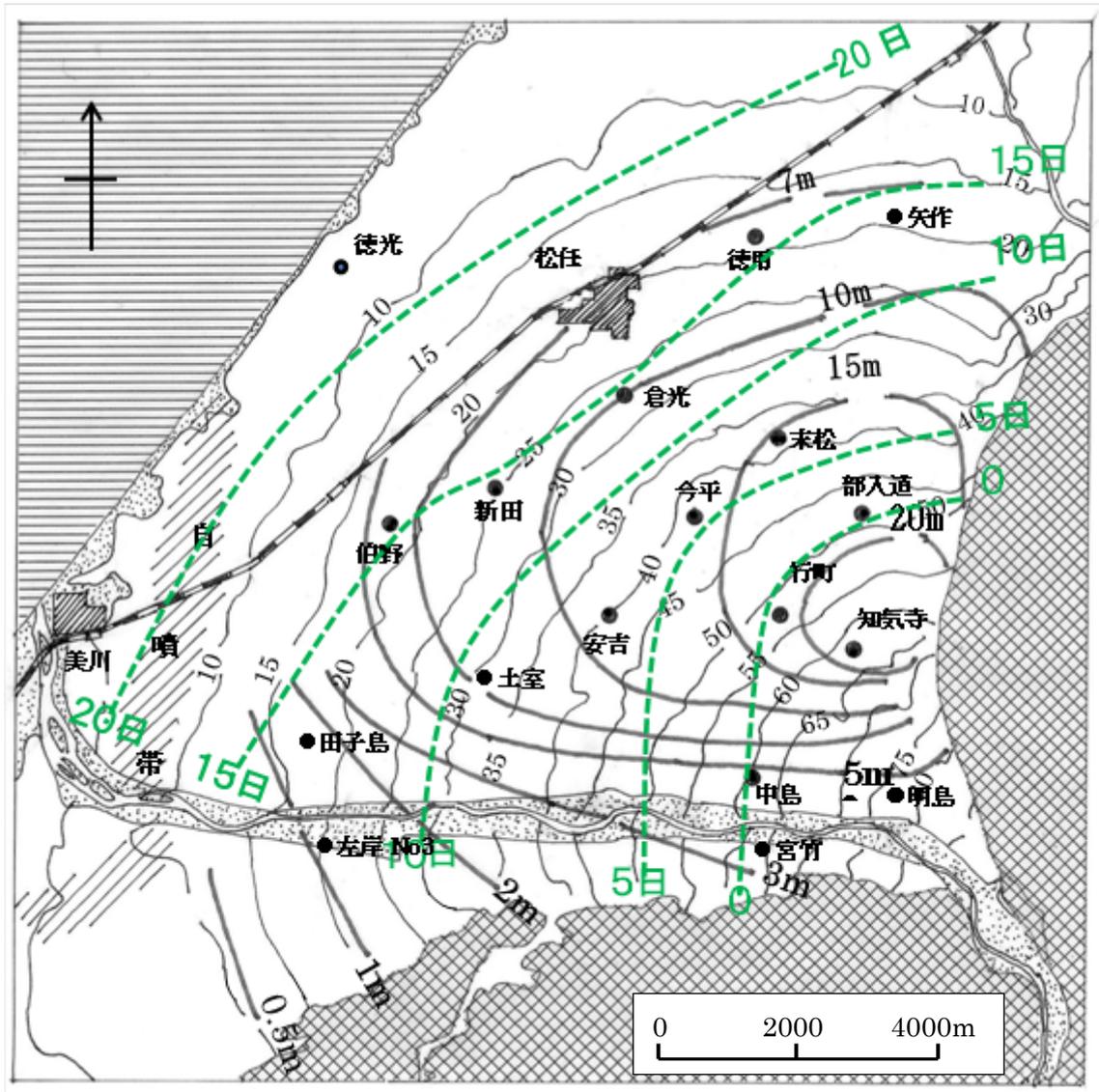


図 13 想定される地下水波の伝播状況

(地下水位ピークの到達日数 (緑色破線)、黒太線は灌漑期の地下水水位上昇量、黒細線は等高線)