

資料 - 7

第2回姉川・高時川河川環境WG

平成16年9月1日

高時川流域周辺の地下水の状況

平成16年9月1日

琵琶湖河川事務所

目 次

第1章 地下水とは	1
1-1 水循環	1
1-2 間隙水	2
1-3 自由地下水（不圧地下水）と被圧地下水	3
1-4 帯水層の概念	3
1-5 地下水の流れの概念	4
第2章 高時川周辺の地形・地質概要	5
2-1 古琵琶湖の変遷	5
2-2 河岸段丘の形成	6
2-3 柳ヶ瀬断層と高時川・余呉川流路の変遷	8
2-4 沖積低地の形成	9
2-5 現在の地形と河川状況	11
第3章 現況の地下水・河川状況	13
3-1 帯水層分布	13
3-2 地形（等高線）	17
3-3 地下水賦存状況	18
3-4 自由地下水の状況	19
3-5 被圧地下水の状況（全水頭等高線図，全水頭断面図）	22
3-6 地下水位の経時変化	25
3-7 高時川の流況（流量の変化，瀬切れの時期）	34
第4章 地下水流動に影響を及ぼす要因の状況	36
4-1 琵琶湖周辺域の水収支と地下水賦存量	36
4-2 高時川低地の水収支	39
4-3 地下水流入要因	43
4-4 地下水流出要因	50
第5章 地下水位の低下が周辺地域に及ぼす影響	55
5-1 地下水利用施設への影響	55
5-2 河川への影響	56
5-3 広域地盤沈下	57
5-4 水田や池に及ぼす影響	58
5-5 構造物の基礎支持力への影響	60
5-6 地下水位の低下が周辺地域に及ぼす影響のまとめ	60
第6章 今後の地下水状況	61
6-1 地下水位の低下	61
6-2 河川改修計画	64
6-3 今後の地下水位に対する考察	64
第7章 地下水環境等から望まれる高時川流況	66

第1章 地下水とは

地下水は、水循環システムの一部として存在しています。河川や湖沼との関わりは強く、水が供給されたり供給したりする関係にあります。地下水は、砂や礫などの土粒子の間隙に存在しており、この地下水が存在している地層を帯水層と呼んでいます。また、地下水の存在状況については、水面をもつものを自由地下水、粘土等に被覆されて水面をもたないものを被圧地下水と呼んでいます。地下水の基本的性質としては、地下水位(被圧地下水の場合は水圧)の高い方から低い方へ流れる性質があり、その流速は帯水層の透水係数と動水勾配によって決まります。

1-1 水循環

(1) 水の循環システム

下図にあるように、さまざまな自然現象により、地上に降った雨が地中、川、海に流れ、これが、蒸発散するという、水の循環システムにより、自然の環境が保たれています。

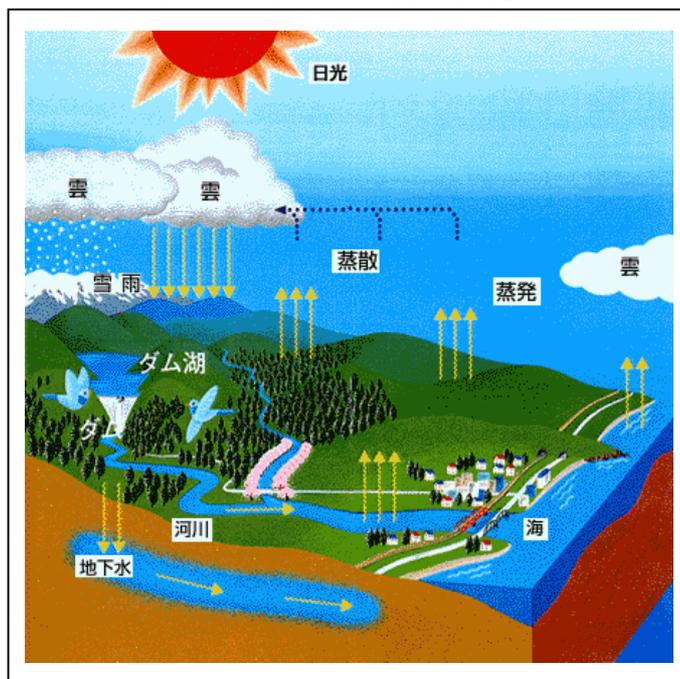


図 1-1 水の循環システム

出典)水資源機構HPより

(2) 地下水と河川

河川水位が地下水位よりも高いときは河川より地中に浸透し、地下水位が常に河川水位よりも高いときは地下水が河川に流れ込みます。例えば、河川水位が高い洪水時には河川より地中に浸透し、地下水を涵養しますが、河川水位が低い渇水期には逆に地下水が河川に流れ込みます。

地下水と河川にはこのようなシステムが自然に組み込まれています。

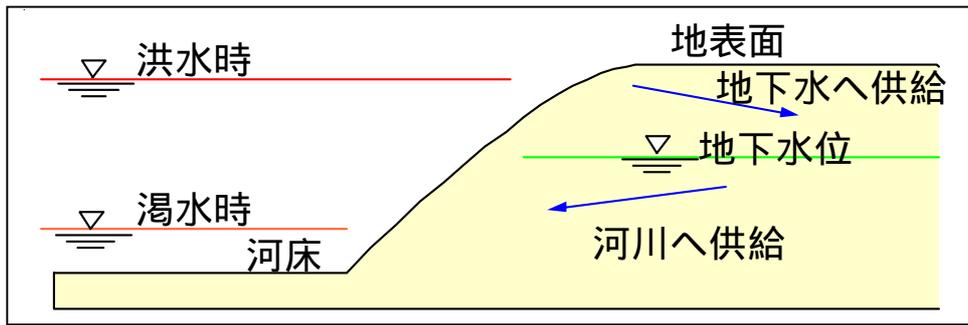


図 1-2 地下水と河川の関係図

1-2 間隙水

間隙水とは土粒子間の間隙に存在する水分をいい、吸着水(付着水)、毛管水、重力水に分けられます。

吸着水: 土粒子表面に物理化学作用によって吸着されている水分

毛管水: 地下水位の上方に上昇した自由水

重力水: 降雨などで重力の作用によって土中に流入する自由水

重力水のみが、利用可能な地下水です。

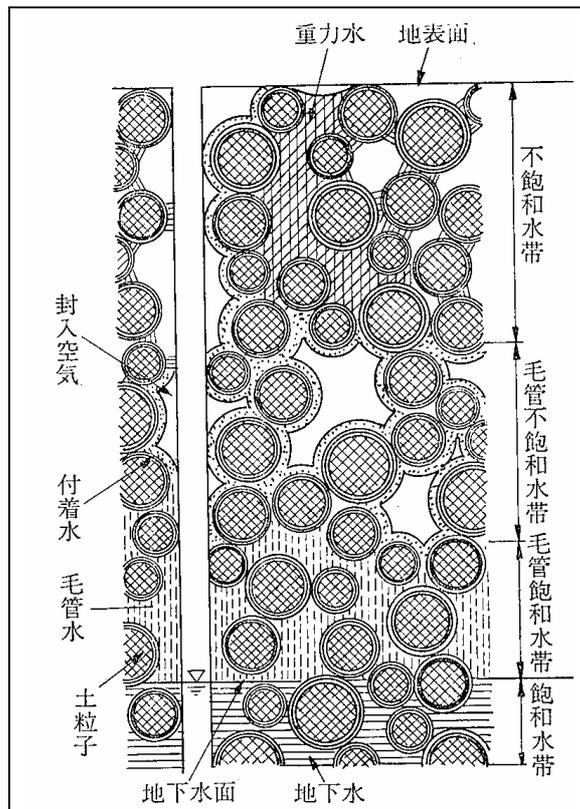


図 1-3 間隙水説明図

出典)土質工学ハンドブック(1982年、P98)

1-3 自由地下水(不圧地下水)と被圧地下水

自由地下水は不圧地下水ともいい、その水面が存在していて、自由に上下に変化します。被圧地下水はその上限、下限が不透水性の地層で境界となっていて、地下水面をもたず、一般に大気圧以上の水圧となっています。この水圧を高さで表したものを水頭と呼びます。この水頭が地表面より高い場合は、井戸を掘ると自然に湧水します。

地下水位(地下水面)は、降雨・蒸発散などの自然的要因や井戸取水・かんがい等の人為的要因により変動しています。

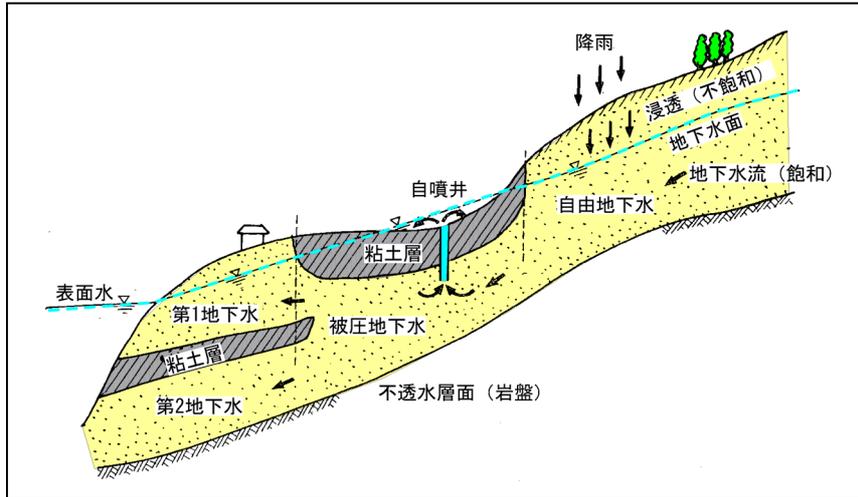


図 1-4 自由地下水と被圧地下水説明図
出典)土質工学ハンドブック(1982年、P99に着色)

1-4 帯水層の概念

砂、砂礫層のように、地下水を豊富にもち、透水性の高い層(水が通りやすい地層)を帯水層といいます。

一般にポンプなどにより揚水している地層は被圧しており、水量が豊富な帯水層となっています。

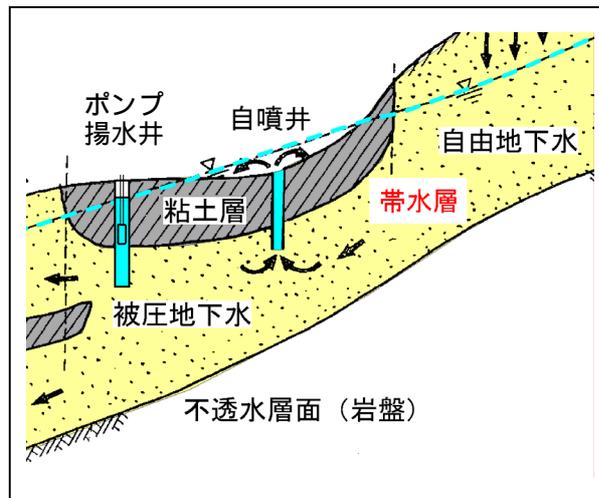


図 1-5 帯水層の概念説明図
出典)土質工学ハンドブック(1982年、P99に着色、加筆)

1-5 地下水の流れの概念

地下水は、帯水層を通して、水位(水頭)の高いところから低いところに流れます。

地下水の流れの速さは、下記条件の時に速くなります。

帯水層の透水係数が大きいとき

動水勾配(2点間の水位差/2点間の距離)が大きいとき

地下水の単位時間に流れる量は、上記の流れの速さ(流速)で流れている帯水層の断面積をかけることにより求められます。

上記の概念を数式で表すと、式(1-1)のようになります。この式は、ダルシーの法則と呼ばれています。

$$Q = k \cdot i \cdot A = v \cdot A$$

Q: 単位時間に流れる地下水量

k: 帯水層の透水係数

i: 動水勾配(= 2点間の水位差 h / 2点間の距離 L)

A: 地下水が流れている帯水層の断面積

v: 地下水の平均流速

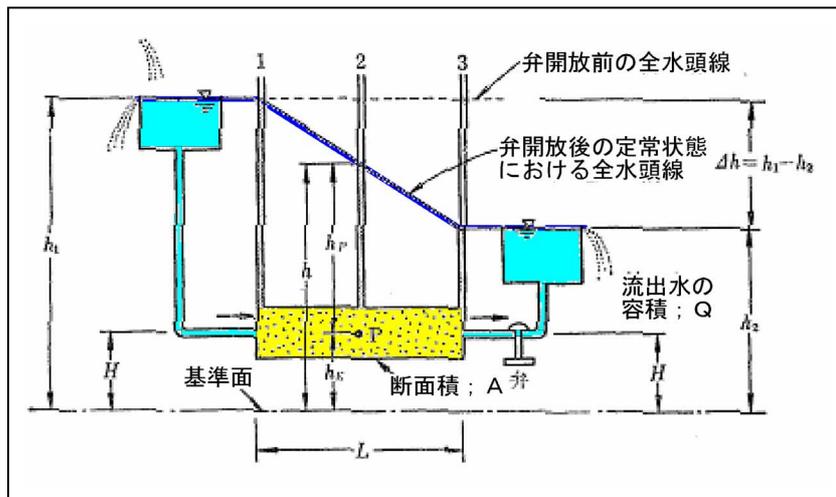


図 1-6 地下水浸透の概念説明図

出典) わかりやすい土の力学(1983年、P50)

第2章 高時川周辺の地形・地質概要

高時川周辺の地形は、琵琶湖が現在の位置付近に停滞するようになってから、河川からの土砂供給と琵琶湖水位の変化によって形成されてきました。山地が近いため、高時川から供給された土砂は粗粒なものが多く、現在の地下水の帯水層となっています。高時川の流路は、洪積世には現在の流路よりずいぶん北側に位置しており、この洪積世の流路沿いが地下水の帯水層となっています。現在の地形区分としては、山地より扇状地、氾濫原、後背湿地、自然堤防、三角州となっています。地質的に見ると、高時川と姉川の合流点付近は粘性土主体となっており、また湖岸付近は粘性土と砂質土との互層状となっています。

2-1 古琵琶湖の変遷

(1) 佐山湖の時代(300万～250万年前頃)

今の琵琶湖あたりは、まだ山地で、少しずつ沈降しています。

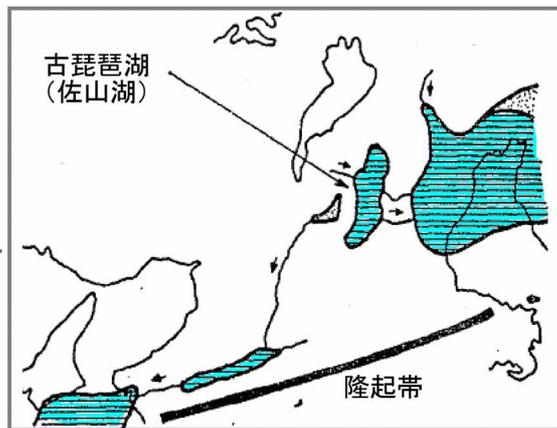


図 2-1 佐山湖の時代(300万～250万年前頃)の地形図

出典)滋賀県自然保護財団、「滋賀県の自然」、1960年

(2) 蒲生湖の時代(250万～150万年前頃)

今の鈴鹿山脈の隆起で河川が分断され、古琵琶湖は少しずつ北へ移動します。

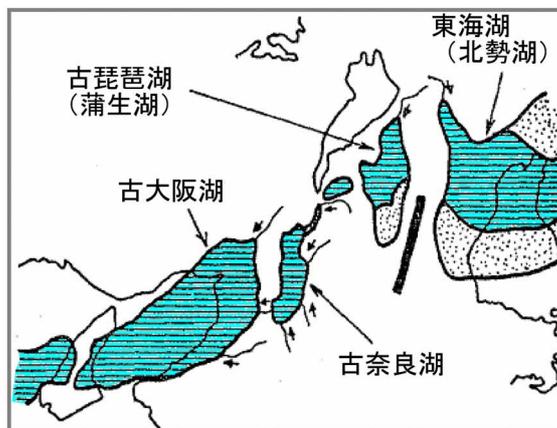


図 2-2 蒲生湖の時代(250万～150万年前頃)の地形図

出典)滋賀県自然保護財団、「滋賀県の自然」、1960年

(3) 古琵琶湖盆の消滅期(150万年前頃)

鈴鹿山脈周辺の山地が激しく隆起し、その浸食作用による大量の土砂で蒲生湖は消滅し、今の琵琶湖付近は沈降し、大きな湖が誕生しました。

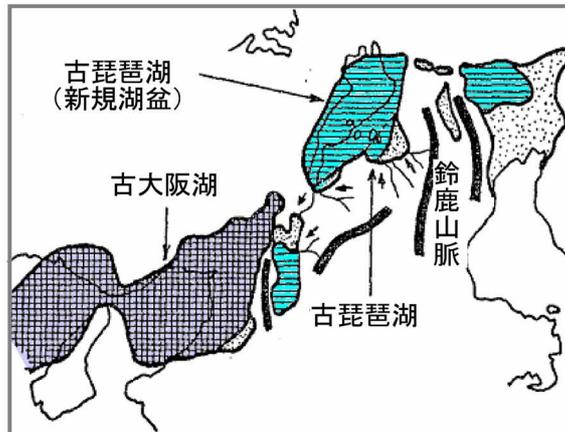


図 2-3 琵琶湖盆の消滅期(150万年前頃)の地形図

出典)滋賀県自然保護財団、「滋賀県の自然」、1960年

(4) 新規湖盆の発展期(130万～100万年前)

琵琶湖は大きく深くなり、鈴鹿山脈はさらに高くなりました。

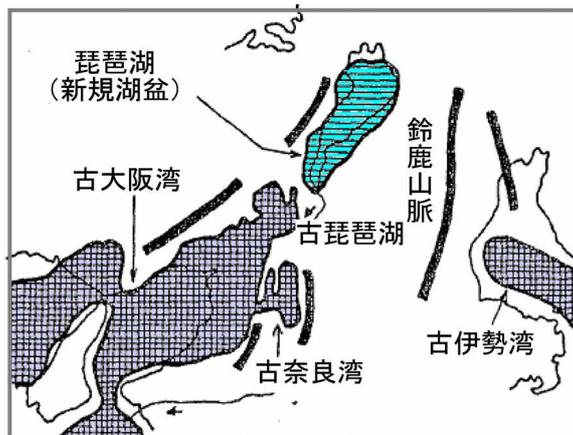


図 2-4 新規湖盆の発展期(130万～100万年前)の地形図

出典)滋賀県自然保護財団、「滋賀県の自然」、1960年

2-2 河岸段丘の形成

河川沿いは、地盤の隆起、川の浸食により、谷ができ、長い年月で谷幅が広がります。さらに、隆起により、川はさらに削りこんで、昔の河原より低くなります。このようにして、新しい河原よりも高い所に古い河原の跡が残ります。これを河岸段丘と呼びます(図 2-5 参照)。

また、下記の理由により、余呉川沿いに断層があり、東側が隆起し、西側が沈降したと考えられます(図 2-6 参照)。

- ・余呉川の東西で山の形、高さが異なる
- ・余呉川は椿坂から源の椿坂峠間が急勾配である
- ・余呉川沿いに河岸段丘がみられない

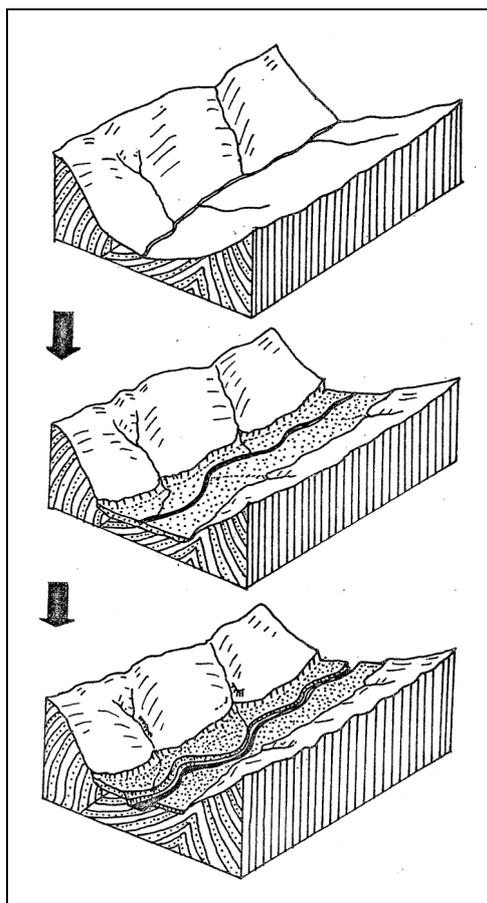


図 2-5 河岸段丘の形成
 出典) 地学団体研究会地学事典編集委員会、地学事典、1973 年

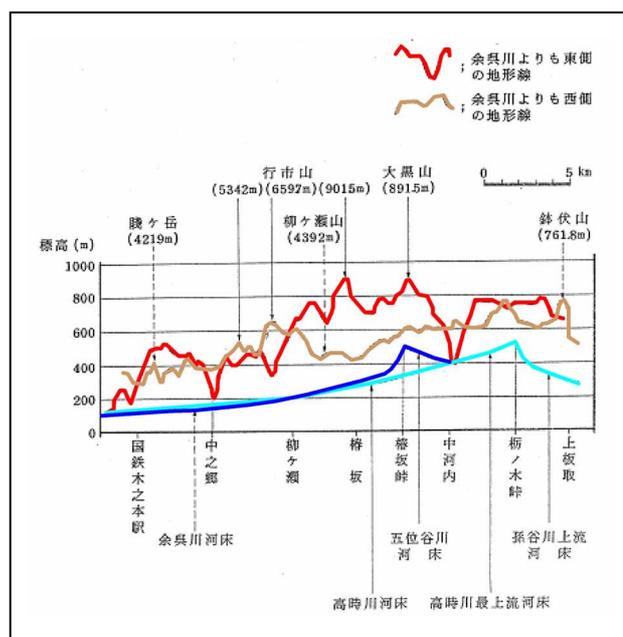


図 2-6 余呉川沿いの断層(東側が隆起、西側が沈降)
 出典) 武藤章他、活断層の調査例 - 柳ヶ瀬断層 -、1980 年

2-3 柳ヶ瀬断層と高時川・余呉川流路の変遷

高時川の流路は下記の理由により、洪積世(200万年前～1万年前)の頃は北側に位置し、余呉川河口付近で琵琶湖に注いでいたと推測されます。

- ・湖水面下に分布する平坦面の広がり現在の河口より北へずれています。
- ・現在の流路から離れた所に多くの自然堤防が分布しています。

したがって、柳ヶ瀬断層以西の地塊が南側へ傾動し、多量の堆積物のため、流路が遮断されたと想定されます。

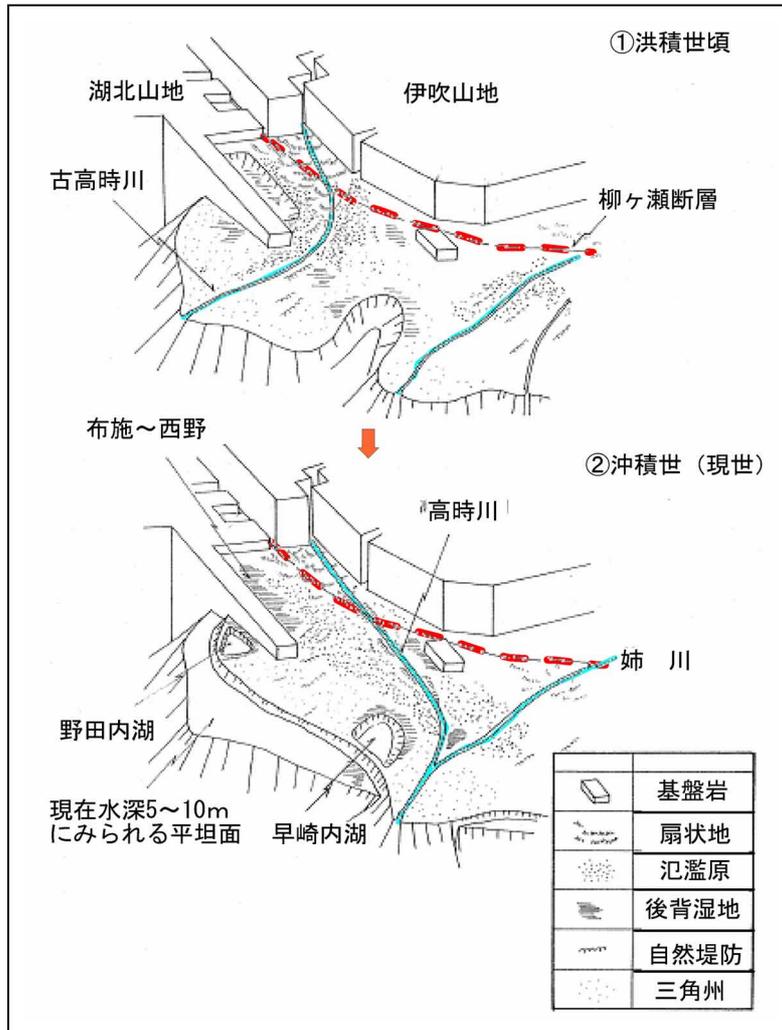


図 2-7 柳ヶ瀬断層と高時川・余呉川流路の変遷

出典)建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月

2-4 沖積低地の形成

(1) 地形の特徴

高時川低地は、柳ヶ瀬断層の西側にあり、沈降している状況にあります。この付近の地形は、山地より扇状地、氾濫原、後背湿地、自然堤防、三角州となっています。

- ・扇状地地形：高時川の流路が山地から低地部へと移る所
- ・三角州地形：湖岸から内陸へおよそ2～2.5km
- ・氾濫原地形：三角州地形より内陸側
- ・自然堤防：低地全域に散在し、集落が発達
- ・後背湿地：汀線沿いおよび内湖周辺

三角州の成長は、連続的に行われたのではなく、ある時には琵琶湖水位が上昇し、またあるときには水位が低下して砂州が広がりました。この水面の上昇や低下は、急激に生じたり、また停滞したりしています。停滞中には広いならかな三角州や河川敷が生じ、急激な水位低下時には傾斜の急な三角州ができました。

人が住むようになってから、流路が制約され、そのために掃流しきれない土砂が河川敷に埋積し、天井川を形成しました。

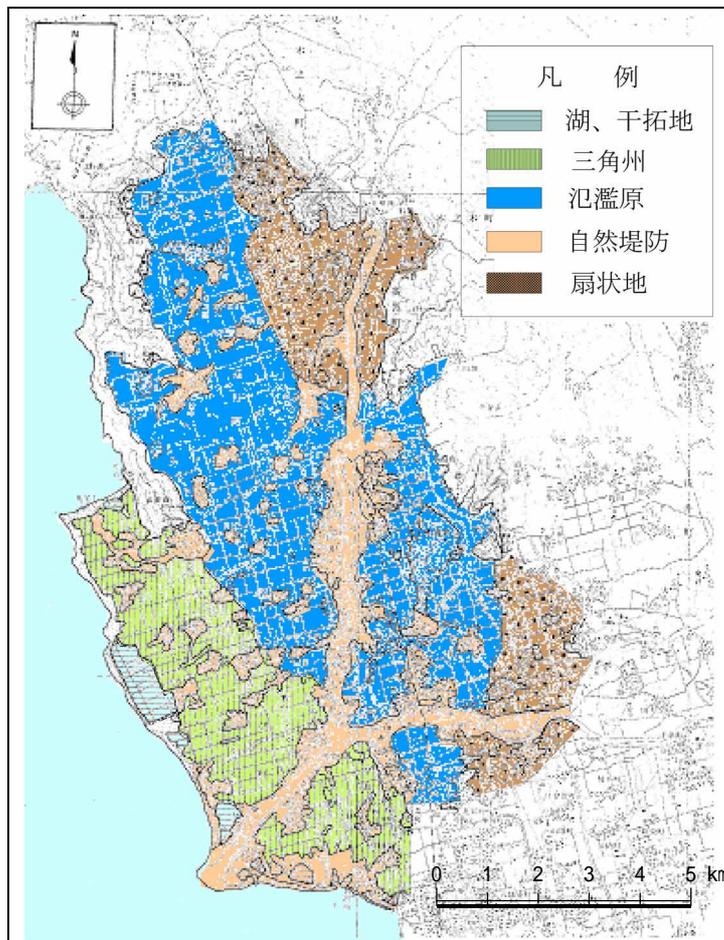


図 2-8 現在の地形の特徴

出典) 建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月

(2) 礫質土の分布

高時川は山地に近い為、洪水の度に粗い粒径の土砂(礫質土)が河川によって運搬され、河川流路付近の低地部に堆積しています。

洪積世(200万年前～1万年前)の頃の高時川は、現在の流路より北側に位置し、余呉川河口付近で琵琶湖に注いでいたと推測されます。したがって、洪積世に堆積した礫質土層は、図2-9(a)に示したような分布になっています。また、高時川と山田川の合流付近以南は、河川流路となっていなかったため、後背湿地などに起因する粘性土が分布しています。

沖積世(現世)になってからは、高時川の流路はほぼ現在の位置となり、流路沿いに礫質土が堆積しました(図2-9(b)参照)。この沖積層は洪積層の上位に堆積しており、その厚さは5～15mで、低地の北部ほど薄くなっています。粒径については、北部(上流側)ほど粗くなっています。

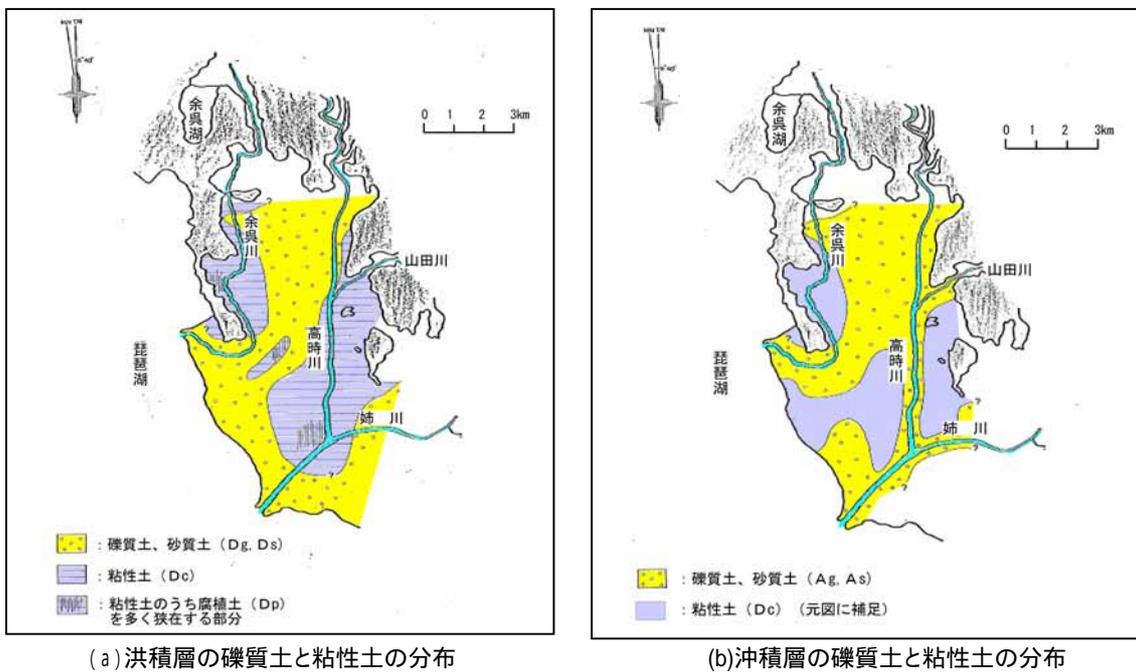


図2-9 洪積層と沖積層の礫質土と粘性土の分布

出典) 建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月

2-5 現在の地形と河川状況

(1) 高時川

現在の高時川は、いくつかの小河川を合流し、低地部では比較的直線的に南流し、虎姫町付近で姉川と合流しています。低地に点在する自然堤防は宅地、畑地に利用されています。

高時川は直線的で、急流でもあり、洪水の被害は過去にいくつもみられました。その一方で、干ばつ期には井堰等により流域の集落に水を供給し、貴重な水資源となっています(図 2-11 参照)。

(2) 余呉川

余呉川は、山沿いに沿うように蛇行しながら南流しています。川沿いには宅地が点在しています(図 2-10 参照)。

余呉川は、昔から洪水による被害が後をたたず、また洪水時には水が引きにくく湿地化する状況であったため、江戸時代に余呉湖と結ばれ、さらに 1845 年には西野水道の掘り抜きが完成しています。その後、1950 年には西野水道の横に西野放水路トンネルが完成し、1980 年にも大規模な3代目西野放水路トンネルが建設されました。

なお、現在では、余呉湖の水の一部は琵琶湖の水をポンプアップして補給しており、干ばつ期には余呉湖を自然のダムとして利用しています(図 2-11 参照)。

(3) 田川

田川は、かつて高時川と姉川の間を流れ、下流で姉川に合流していましたが、高時川の河床が上がり排水困難となったことにより、江戸時代末に田川をトンネル化して高時川と立体交差させました。このトンネルは木造であったためすぐ腐ってしまい、明治になってからオランダ人技師デレーケの意見を聞いて改築し、1885年に完成しました。現在のトンネルは、その後の災害復旧で改修されています。

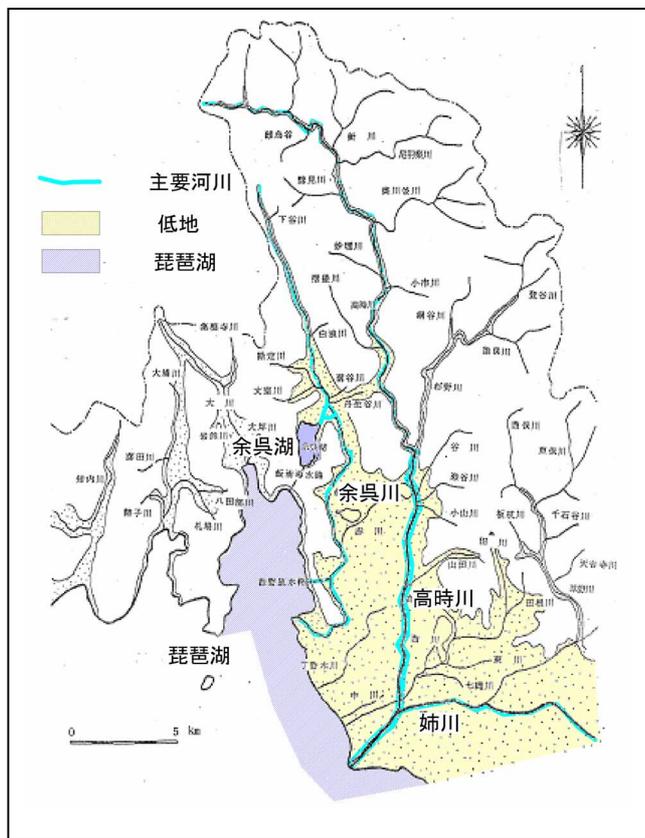


図 2-10 現在の河川の状況

出典) 建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月



図 2-11 河川の治水と利水状況

出典) 建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月

第3章 現況の地下水・河川状況

高時川低地に分布する帯水層(礫質土等)は、福橋(7.5k)より上流の高時川直下から琵琶湖まで連続して分布しています。この帯水層には粘性土が挟在しており、粘性土を挟んで不圧帯水層と被圧帯水層に区分されます。

高時川周辺の地下水位変動を高時川水位・琵琶湖水位・降水量と比較すると、琵琶湖水位や降水量に比べて高時川河川水位との関連性が高い状況にあります。

不圧地下水位の平面分布は、高時川低地の地形に沿って南西方向に低くなる傾向にあります。被圧地下水頭は、琵琶湖岸から2km付近より山側では地表面より低く、これより湖側では地表面より高くなっています。

高時川では、水面がなくなり、川が干上がる「瀬切れ」が毎年のように発生しています。瀬切れの期間としては、主に4月末～11月中旬となっています。この瀬切れの状況から、河川水が地下に浸透して地下水の供給源になっていると推定されます。

3-1 帯水層分布

地下水が賦存する帯水層の分布を把握するために、既存の地質データや深井戸データをもとに高時川低地における地質断面図を作成しました。

(1) 帯水層平面図

高時川とつながっている主たる帯水層は、洪積世に堆積した礫質土であり、この平面分布を図3-1に示します。この図には、地質断面線位置も示しており、この断面線沿いに地質断面図を作成しています。

高時川低地周辺の山地及び基盤は、石炭紀前期から白亜紀最前期に堆積した美濃帯の泥質混在岩を主体として構成されています。この美濃帯の泥質混在岩は、基本的に不透水性の岩盤と考えられ、この岩盤の地下部から地下水への水の供給はほとんどないものと推定されます。

(2) 地質断面図

多くの既存地質データ及び深井戸データをもとに、図3-1に示す断面線沿いに地質断面図を作成し、図3-2～図3-4に示しました。

この地質断面図のうち、砂質土と礫質土が地下水の帯水層となります。

地質断面図を見ると、帯水層となる礫層は、高時川直下から琵琶湖まで連続的に分布していることがわかります。また、高時川の東側には岩盤が分布しており、帯水層はこの岩盤までしか分布していません。

高時川の河川水位は、高時川低地において最も高い位置にあるため、高時川から供給された地下水は、表層付近の他に、地中深くまで流動し、琵琶湖に流出していることがわかります。

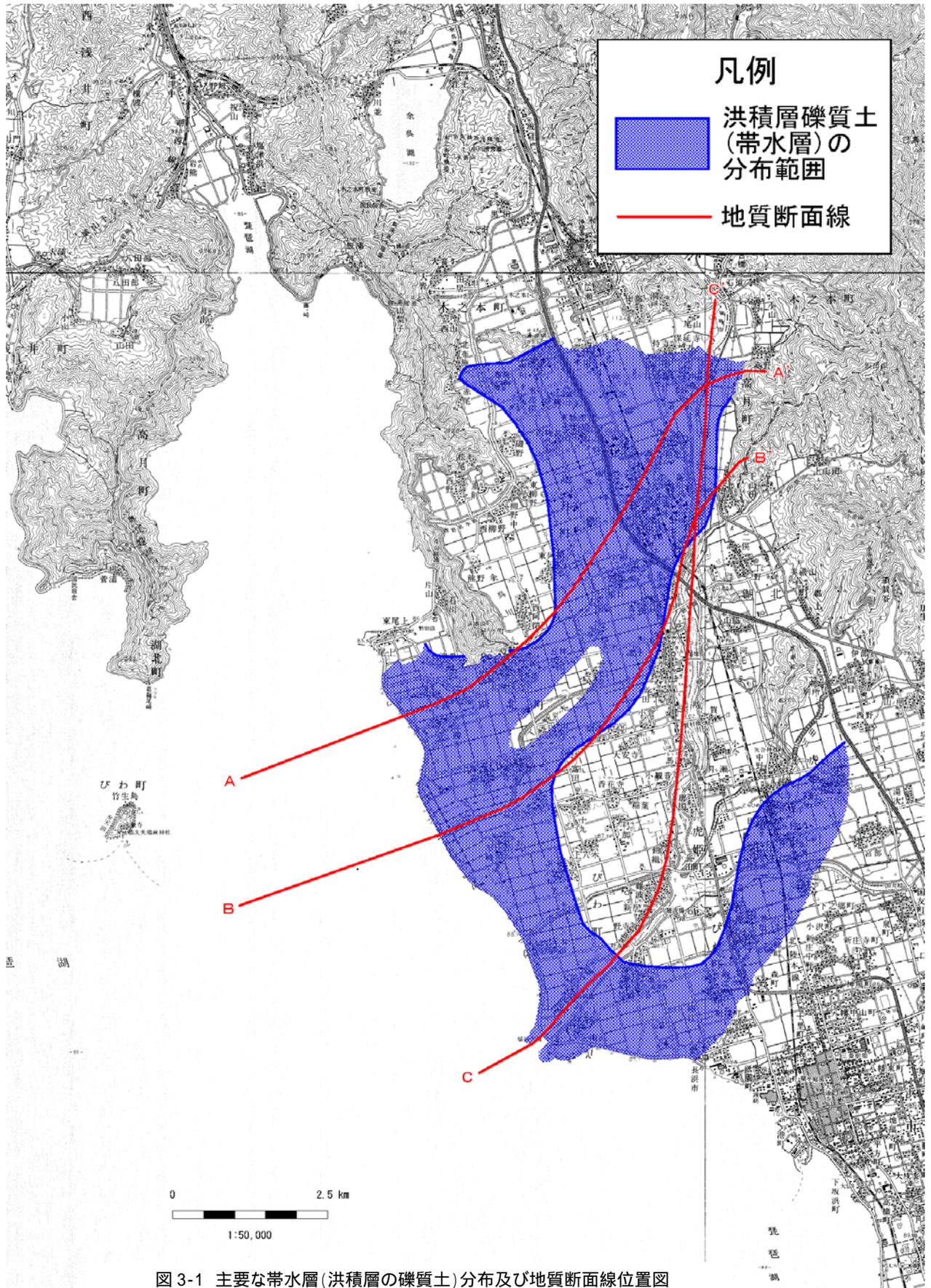


図 3-1 主要な帯水層(洪積層の礫質土)分布及び地質断面線位置図
 出典)建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月

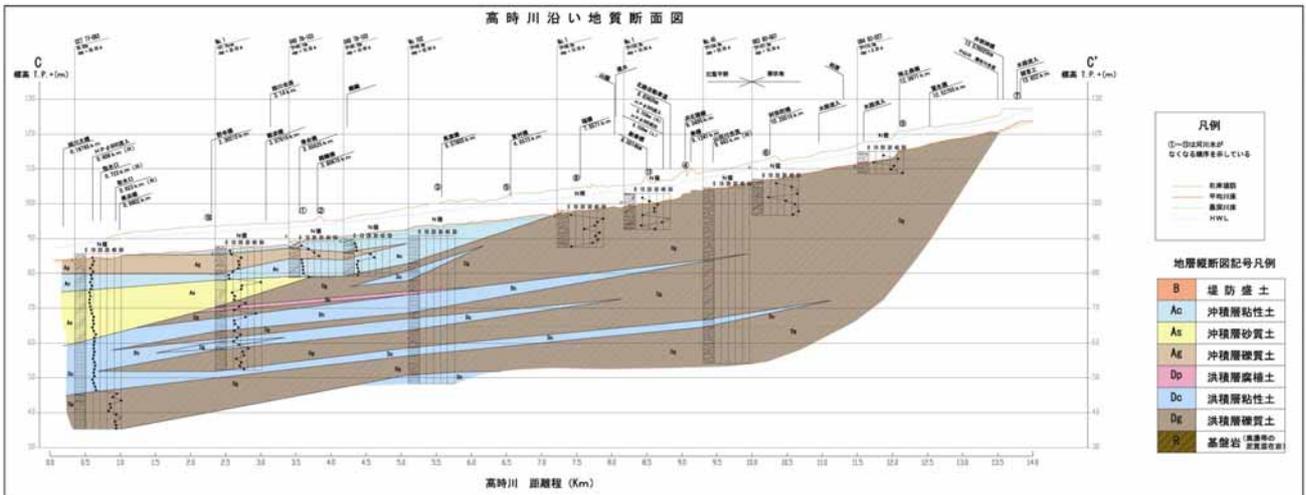


図 3-2 地質断面図(高時川沿い C-C 断面)

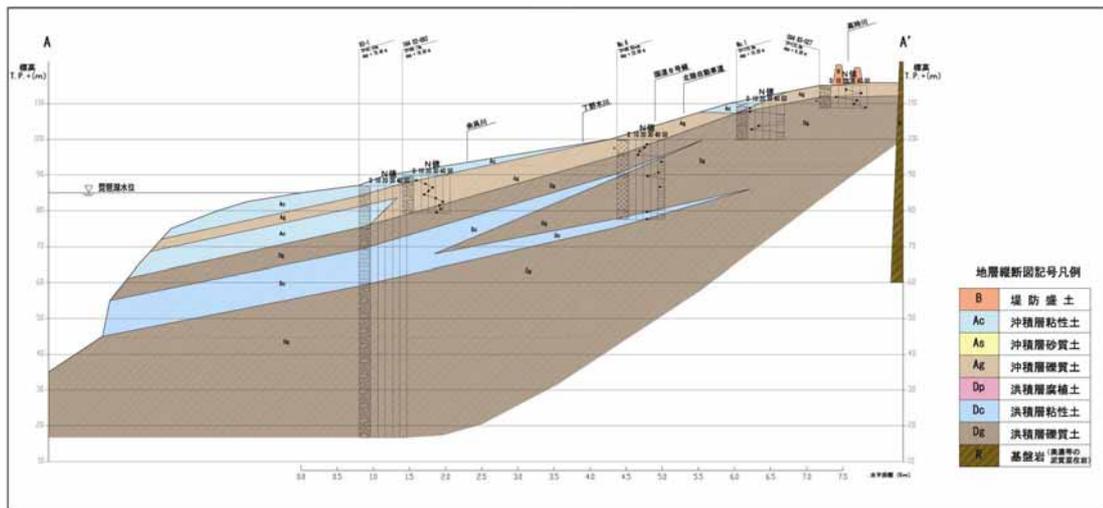


図 3-3 地質断面図(A-A 断面)

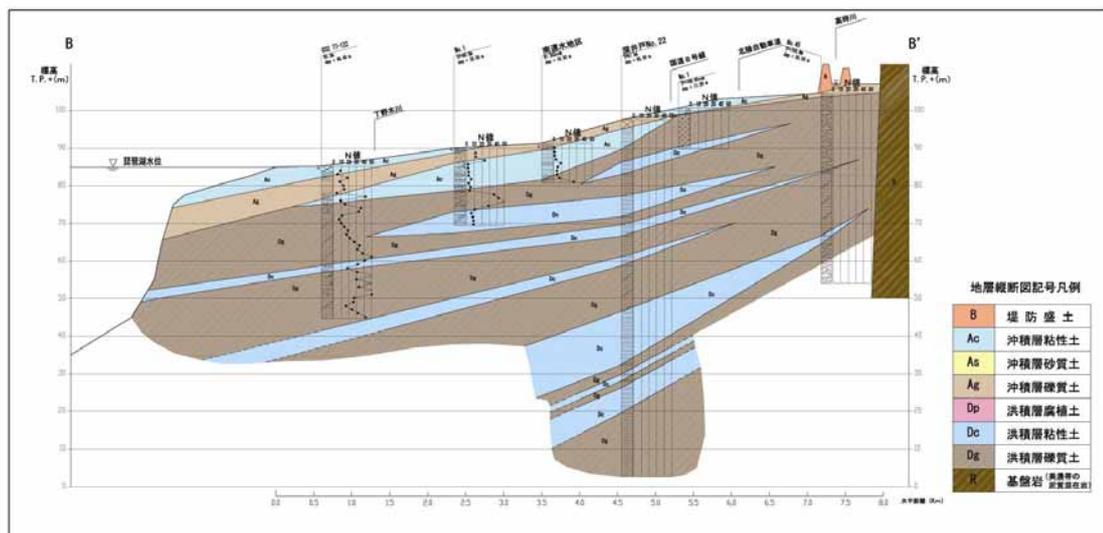


図 3-4 地質断面図(B-B 断面)

(3) 帯水層の透水係数

帯水層の透水係数は、その土層中を水が流れる際の水の通りやすさ(透水性)を推定する指標となります。

高時川低地における原位置での透水試験によって得られた透水係数を頻度グラフとして整理しました(図 3-5、図 3-6 参照)。

帯水層となっている沖積礫質土の透水係数は $2.0 \times 10^{-4} \sim 2.0 \times 10^{-1} \text{cm/sec}$ にばらついていますが、平均的には $1.0 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ 程度となっています。

また、帯水層となっている洪積礫質土の透水係数も $2.0 \times 10^{-4} \sim 2.0 \times 10^{-1} \text{cm/sec}$ にばらついていますが、平均的には $2.0 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ 程度となっており、沖積礫質土よりもやや大きくなっています。

透水係数からみると、沖積礫質土及び洪積礫質土は透水性の高い帯水層であり、良好な帯水層となっていることがわかります。

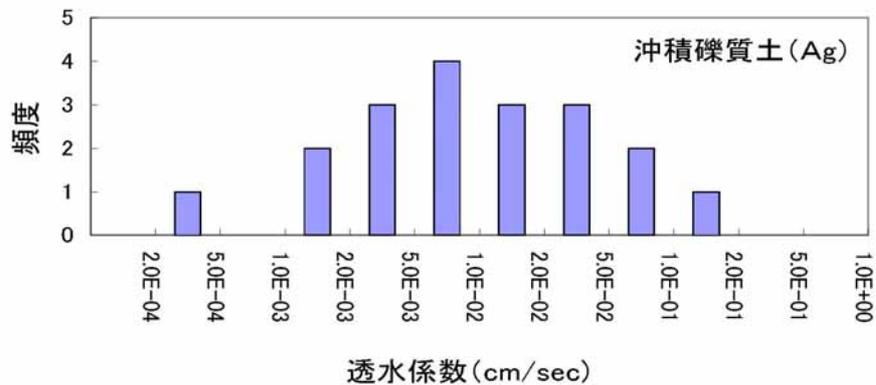


図 3-5 沖積礫質土の透水係数頻度グラフ

出典)建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月、29頁を加工

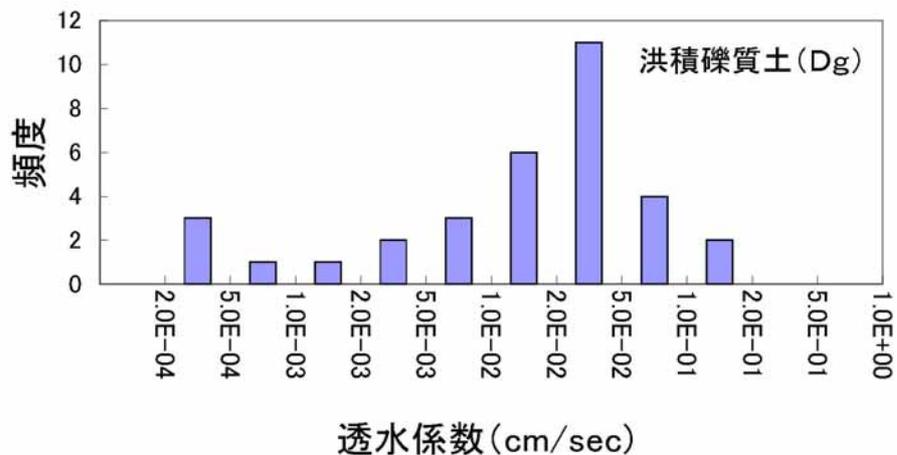


図 3-6 洪積礫質土の透水係数頻度グラフ

出典)建設省、高時川沿川地質等資料収集業務報告書、1981年10月、29頁を加工

注)図中の数字「1.0E-02」は、「 1.0×10^{-2} 」ということを表しています。

3-2 地形(等高線)

図 3-7 に地形等高線を示します。地形等高線はほぼ南西方向に傾斜しています。平面的な地下水水位等高線は、一般に地形等高線に沿うような形となるため、地下水も南西方向に流下していると推定されます。

また、琵琶湖水の中の地形も湖面からの深さで記入していますが、古高時川の流末に平坦な三角州地形が広がっていることがわかります。

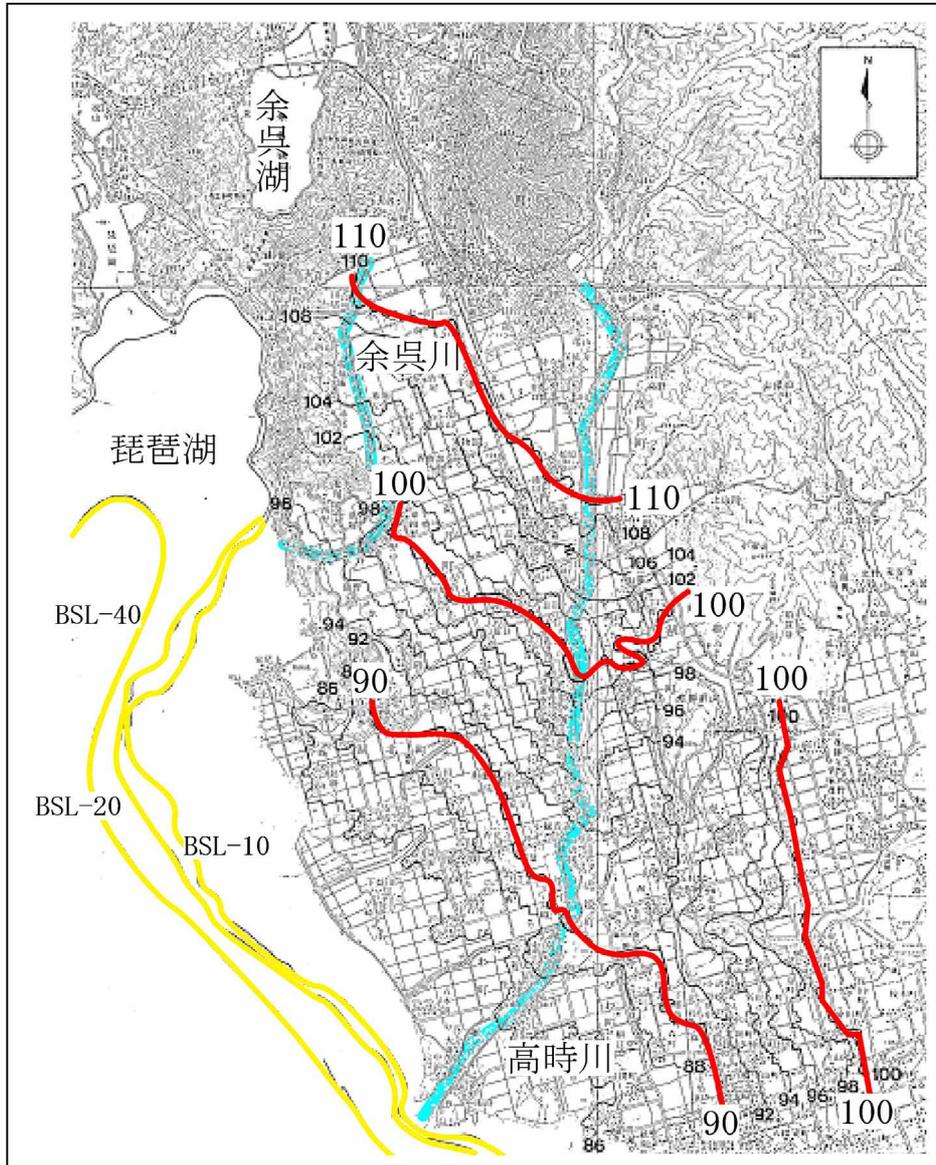


図 3-7 地形等高線図

出典)国土地理院発行、1/25000 地形図に着色

3-3 地下水賦存状況

地質断面図をもとに、帯水層を不圧帯水層と被圧帯水層に区分しました。さらに、井戸の水位を一斉に観測したデータ(滋賀県資料による)をもとに不圧地下水位(自由地下水位)及び被圧地下水位を記入しました。

不圧地下水位及び被圧地下水位はほぼ地形に沿って分布しています。ただし、被圧地下水位は不圧地下水位勾配よりも緩い勾配となっており、湖岸付近では地表より上になっています。この被圧地下水位が地表より上になっているところは、井戸を掘ると湧水することを意味しています。

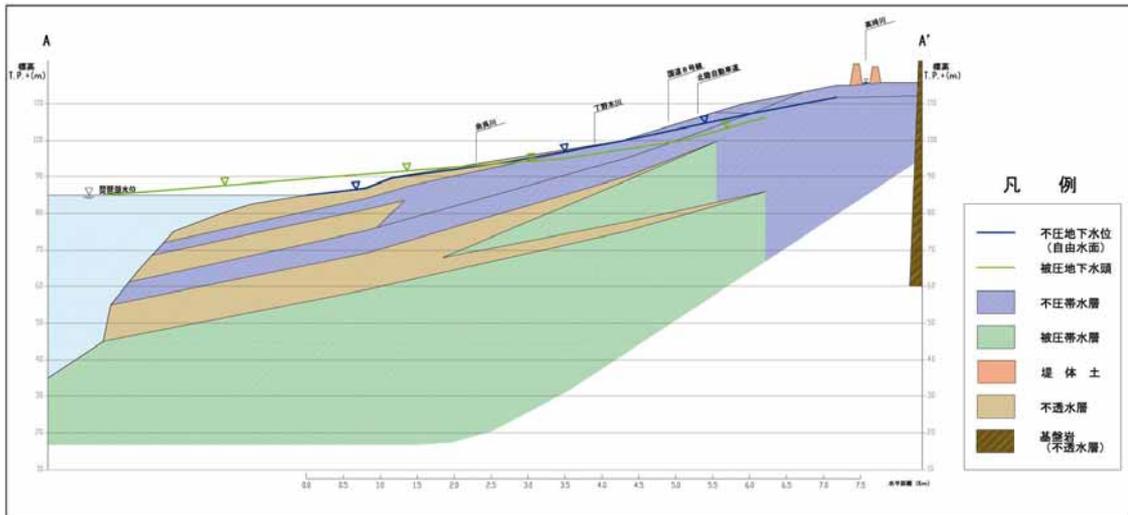


図 3-8 地下水賦存状況図(A-A 断面)

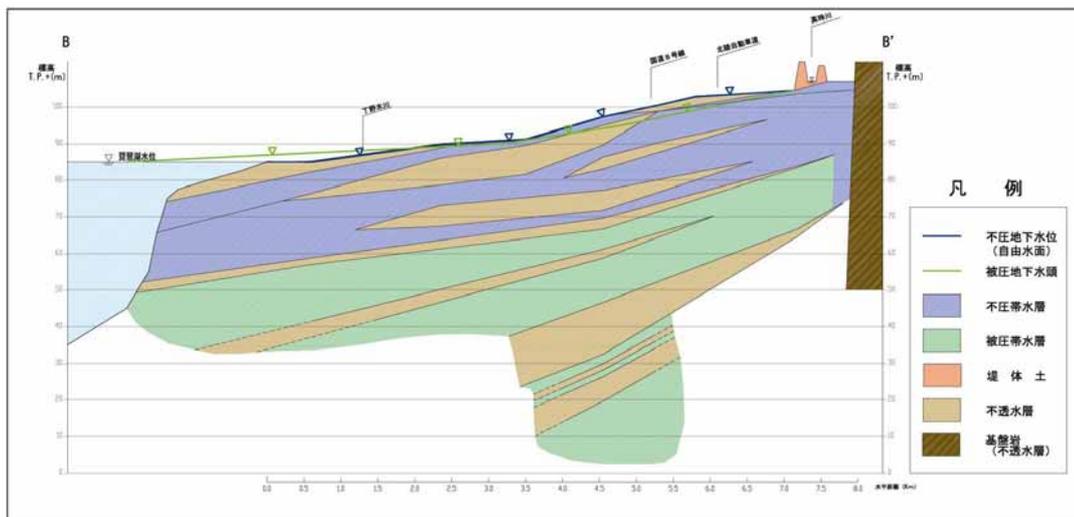


図 3-9 地下水賦存状況図(B-B 断面)

3-4 自由地下水の状況

井戸の水位を一斉に観測したデータ(滋賀県資料による)をもとに不圧地下水位(自由地下水位)のコンター図(等高線図)を作成し、図 3-10 に示しました。

この図を見ると、地下水位の等高線は、地形等高線とほぼ類似した形となっています。したがって、地下水は、地形と同様に、南西方向に流れていることがわかります。

また、図 3-11 及び図 3-12 には、自由水面をもつ最上位の帯水層の分布(青色)とその帯水層の地下水位を示しました。

帯水層は粘性土を挟在していますが、高時川直下から琵琶湖まで連続しています。地下水位は、地表面下 1~3m にあり、地形勾配とほぼ同様な勾配となっています。

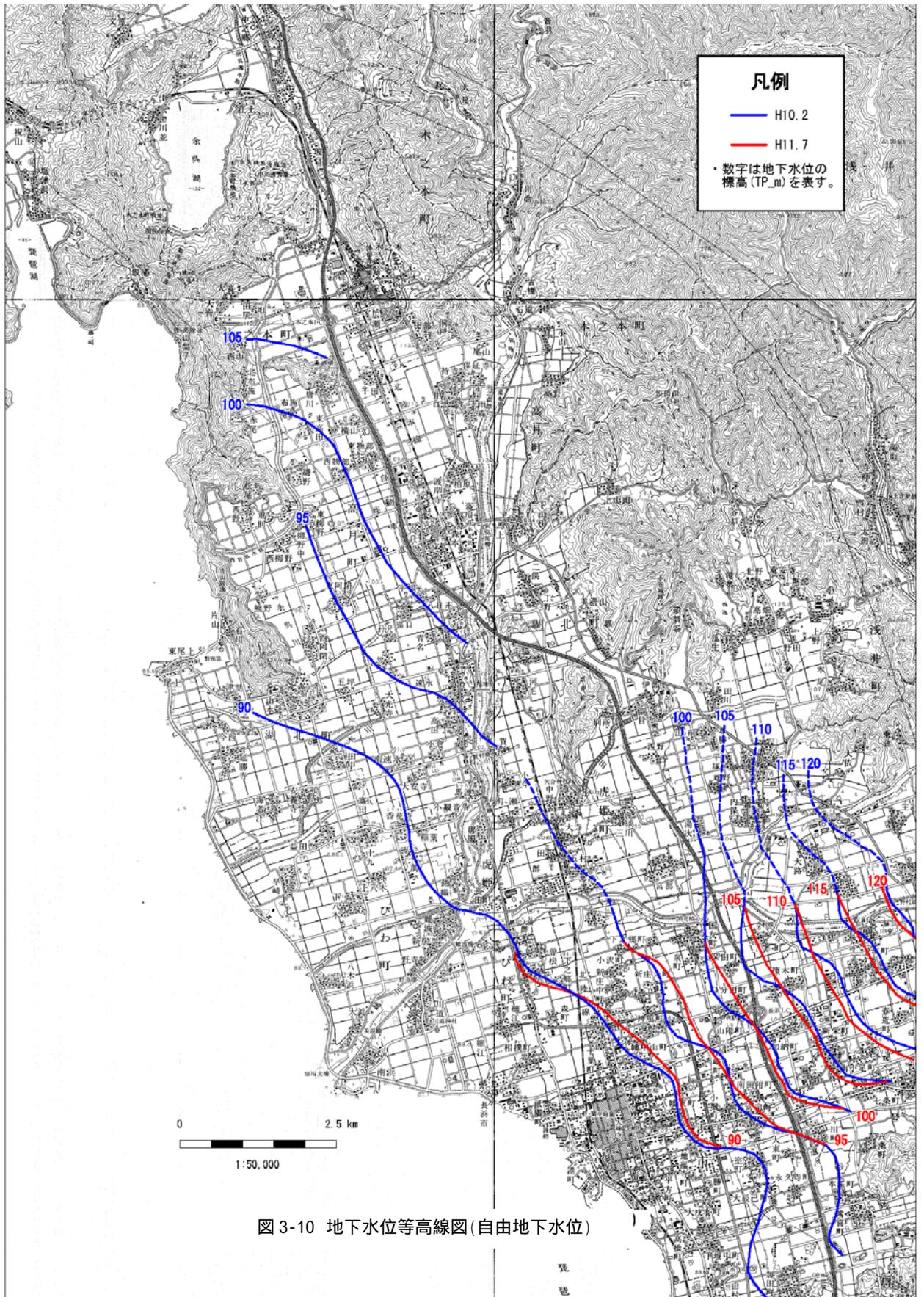


图 3-10 地下水位等高线图(自由地下水位)

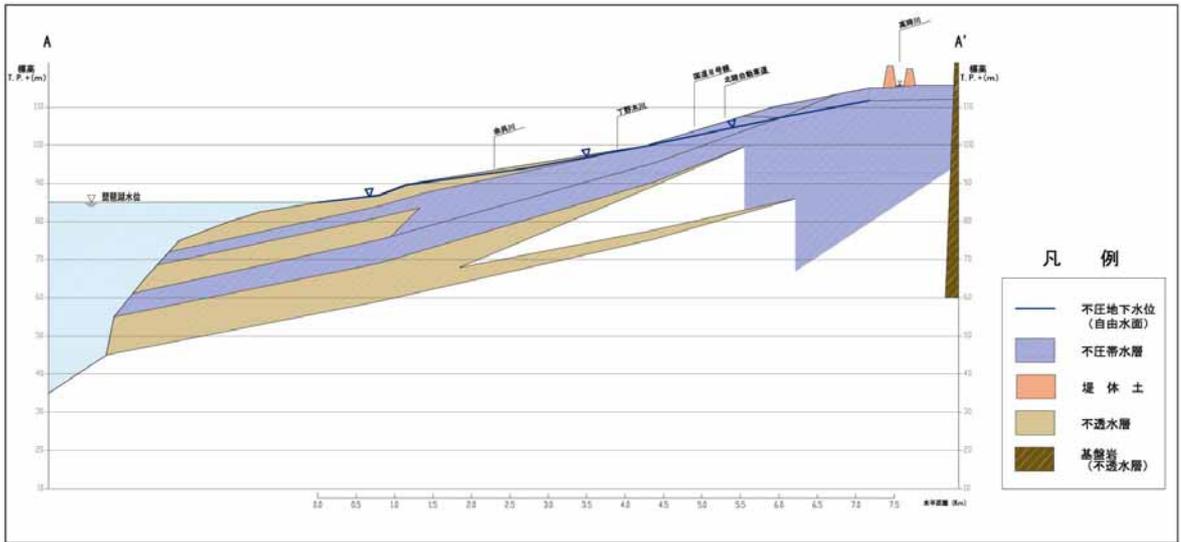


图 3-11 自由地下水位断面图(A - A 断面)

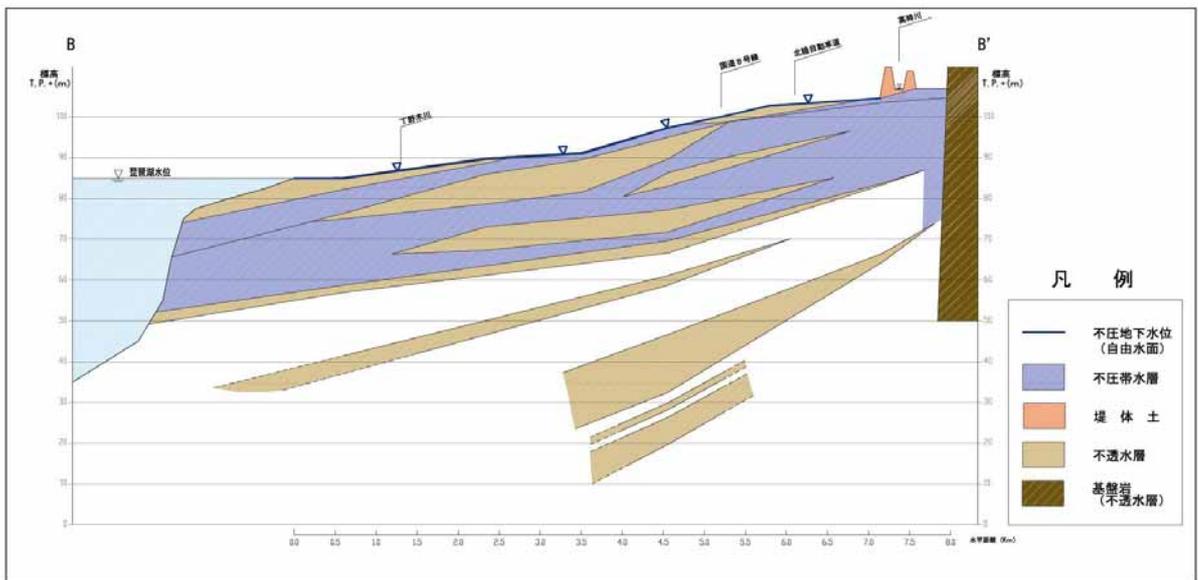


图 3-12 自由地下水位断面图(B - B 断面)

3-5 被圧地下水の状況(全水頭等高線図, 全水頭断面図)

井戸の水位を一斉に観測したデータ(滋賀県資料による)をもとに被圧地下水頭(全水頭)のコンター図を作成し、図 3-13 に示しました。

コンター図を見ると、地下水は地形の傾斜とほぼ類似した形となっており、地形に沿って地下水頭が分布していることがわかります。

また、図 3-14 及び図 3-15 には、被圧地下水頭をもつ下部の被圧帯水層の分布(緑色)とその地下水頭を示しました。

被圧帯水層は粘性土を挟在していますが、高時川直下から琵琶湖まで連続しています。地下水頭は、琵琶湖岸から 2km 付近を境界として、これより陸側では地表面より低く、これより湖側では地表面より高くなっています。地下水頭が地表面より高いところでは、井戸を被圧帯水層まで掘った場合は、自噴することになります。

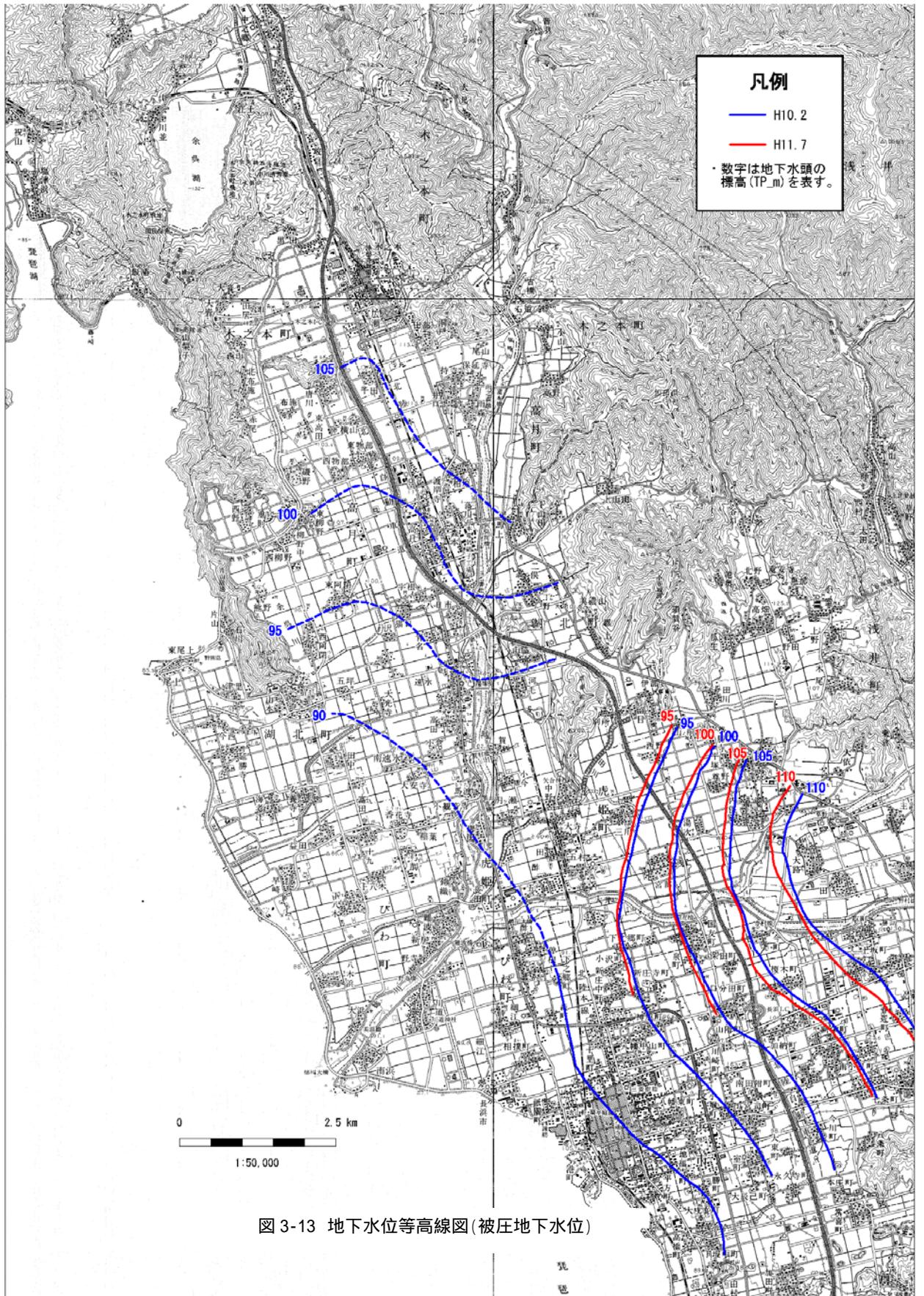


図 3-13 地下水位等高線図(被圧地下水位)

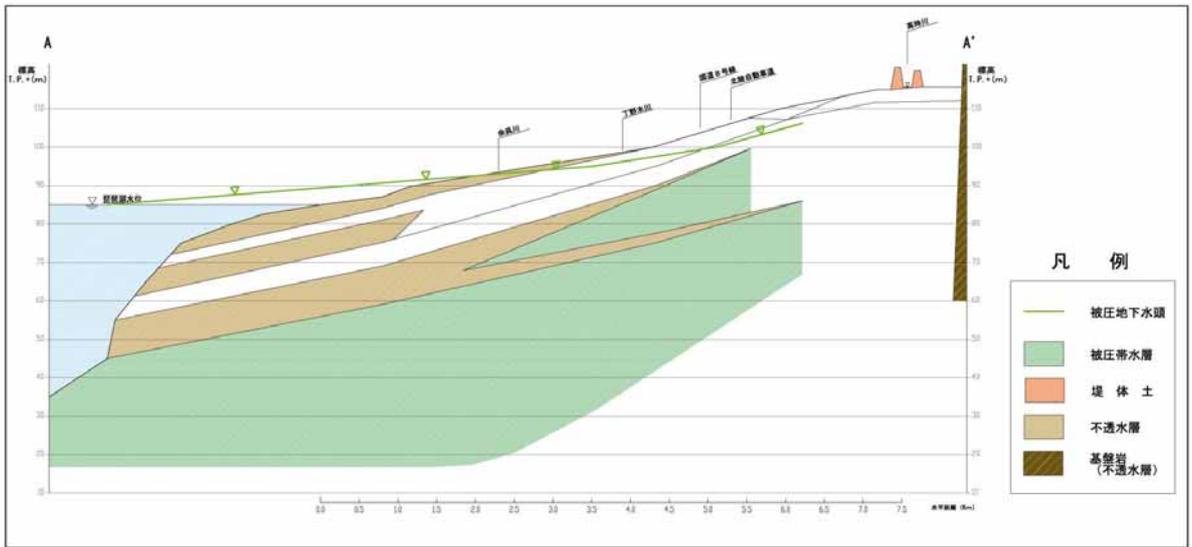


图 3-14 被压地下水頭断面图(A - A 断面)

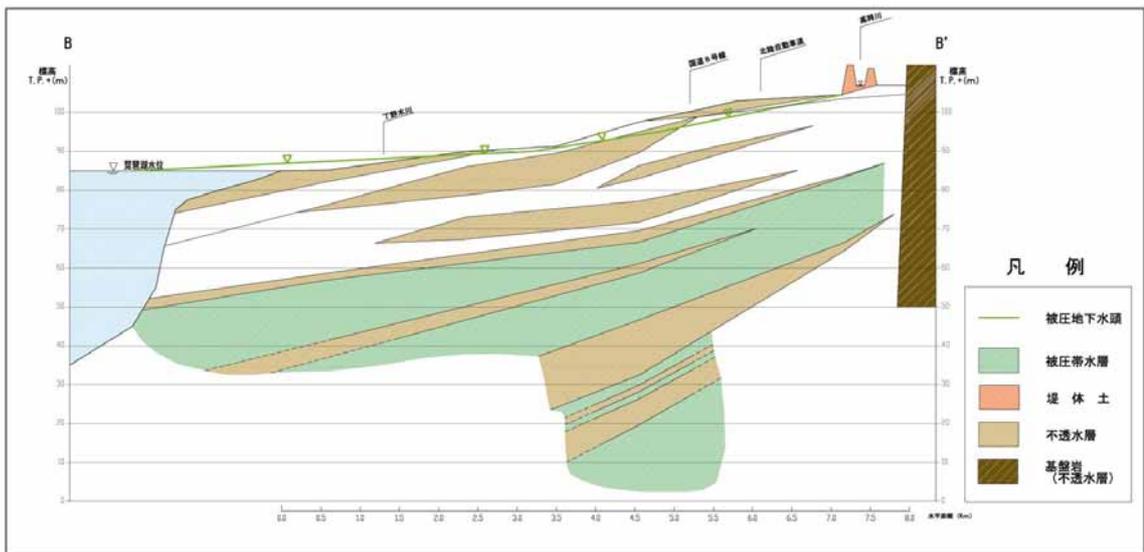


图 3-15 被压地下水頭断面图(B - B 断面)

3-6 地下水位の経時変化

河川水位と周辺の地下水の関係について、これまでの観測データの中から低地部の結果をまとめて、以下の図に示しました。

- ・地下水位及び河川水位・河川流量観測位置図：図 3-16
- ・地下水位経時変化図(錦織、速水、山脇、柏原)：図 3-17～図 3-20
- ・琵琶湖水位経時変化図(片山地点)：図 3-21
- ・高時川水位経時変化図(野寺橋、福橋、井明神)：図 3-22～図 3-24
- ・高時川流量経時変化図(野寺橋、福橋、井明神、川合)：図 3-25～図 3-28
- ・余呉川水位経時変化図(黒田、西柳野)：図 3-29～図 3-30

地下水位は、上流に行くほど変動幅が大きくなっていますが、これは上流にある帯水層ほど粒径が大きく、透水性が高くなっているためと考えられます。

各観測地点のデータについて、地下水位と各項目との相関係数^{*1)}を求め、表 3-3 に示しました。この結果をみると、以下のことがわかります。

- ・地下水位と虎姫降水量との相関係数は 0.03～0.12 となっており、ほとんど相関がないと推定されます。
- ・地下水位と高時川河川水位との関係については、山脇と速水地点の相関係数が 0.53～0.80 と比較的大きくなっています。この中でも井明神河川水位とは相関係数が 0.76～0.80 となっており、相関が強いことがわかります。柏原と錦織地点の相関係数は 0.39～0.59 となっており、かなり相関があることがわかります。
- ・地下水位と高時川河川流量との関係については、山脇と速水地点の相関係数が 0.45～0.64 とかなり相関がありますが、河川水位と比べて相関がやや弱くなっています。この中でも井明神地点とは相関係数が 0.60～0.64、柏原と錦織地点の相関係数は 0.45～0.54 となっており、相関にやや差がでています。
- ・地下水位と琵琶湖水位との相関係数は、0.13～0.31 となっており、やや相関があると推定されます。
- ・地下水位と余呉川河川水位との関係については、ほとんどの相関係数が 0.20 以下となっており、一部にやや相関があるところもあるが、ほとんど相関がないと推定されます。

表 3-1 地下水位と降水量・河川水位・河川流量・琵琶湖水位との相関係数

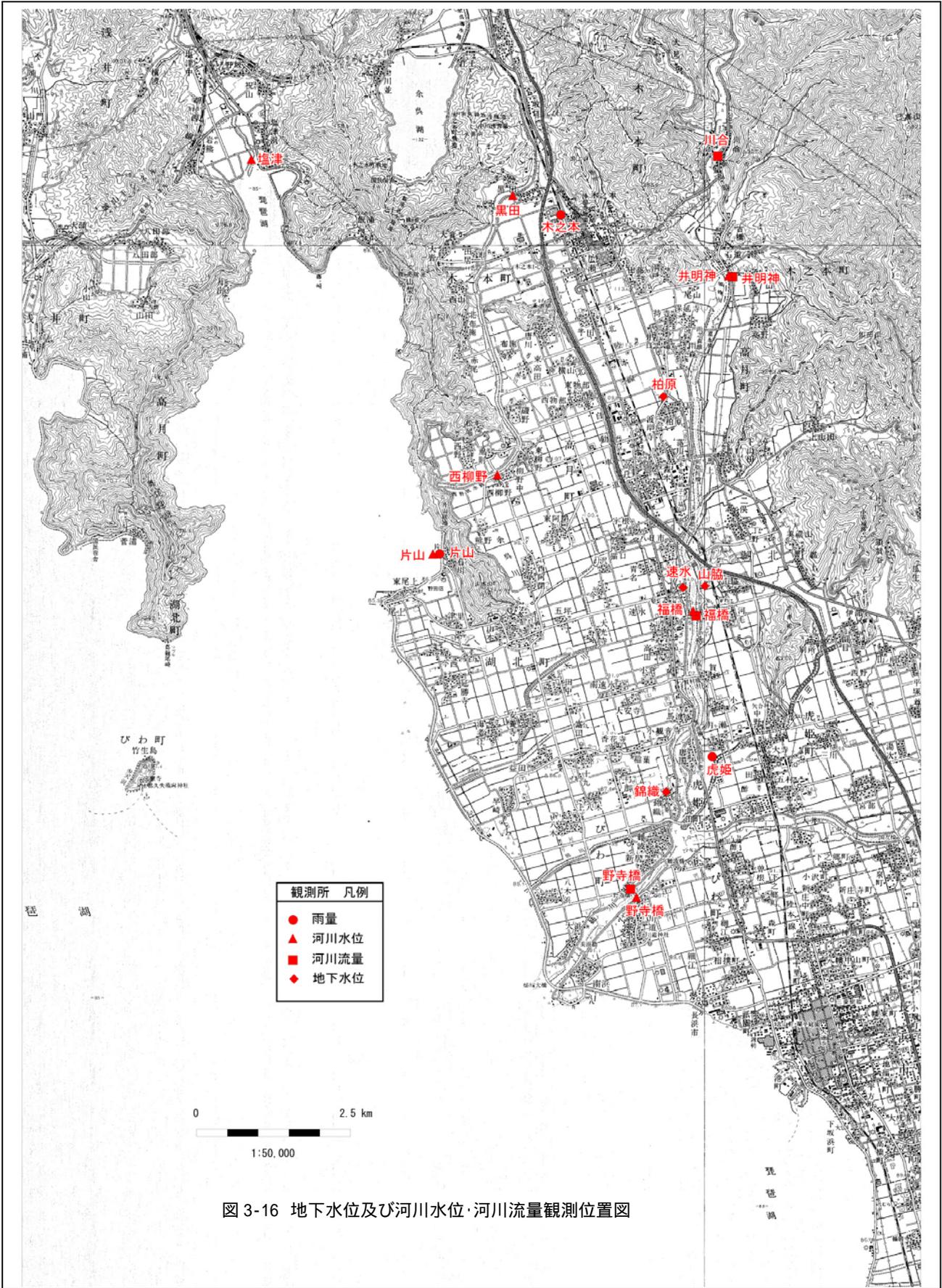
		降水量		高時川河川水位				高時川河川流量			琵琶湖水位		余呉川河川水位	
		虎姫	井明神	福橋	野寺橋	川合	井明神	福橋	野寺橋	片山	黒田	西柳野		
地下水位	柏原	0.03	0.50	0.49	0.48	0.31	0.35	0.31	0.31	0.31	0.08	-0.04		
	山脇	0.12	0.76	0.69	0.77	0.48	0.60	0.54	0.54	0.30	0.34	0.16		
	速水	0.09	0.80	0.63	0.53	0.43	0.64	0.47	0.45	0.24	0.11	0.18		
	錦織	0.09	0.59	0.39	0.41	0.22	0.40	0.27	0.23	0.13	0.16	0.40		

注) データは、昭和62年11月1日～平成15年3月31日間。井明神のデータのみ、平成11年1月7日～平成15年3月31日間。

- ：相関係数0.8～0.9
- ：相関係数0.7～0.8
- ：相関係数0.6～0.7

*1) 相関係数は、2変数間の直線的関係の強さを示す係数です。今回使用したデータは、水位・流量は日平均データ、降水量は日降水量を使い、同じ日の2項目のデータを使って相関係数を求めました。相関係数は、その絶対値が1に近いほど相関が強いことを表します。相関係数が0.7以上の場合は強い相関がある、0.4～0.7はかなり相関がある、0.2～0.4はやや相関がある、0.2以下はほとんど相関がないといわれています。

(参考文献) 石村貞夫、「すぐわかる統計解析」、東京図書、平成5年2月



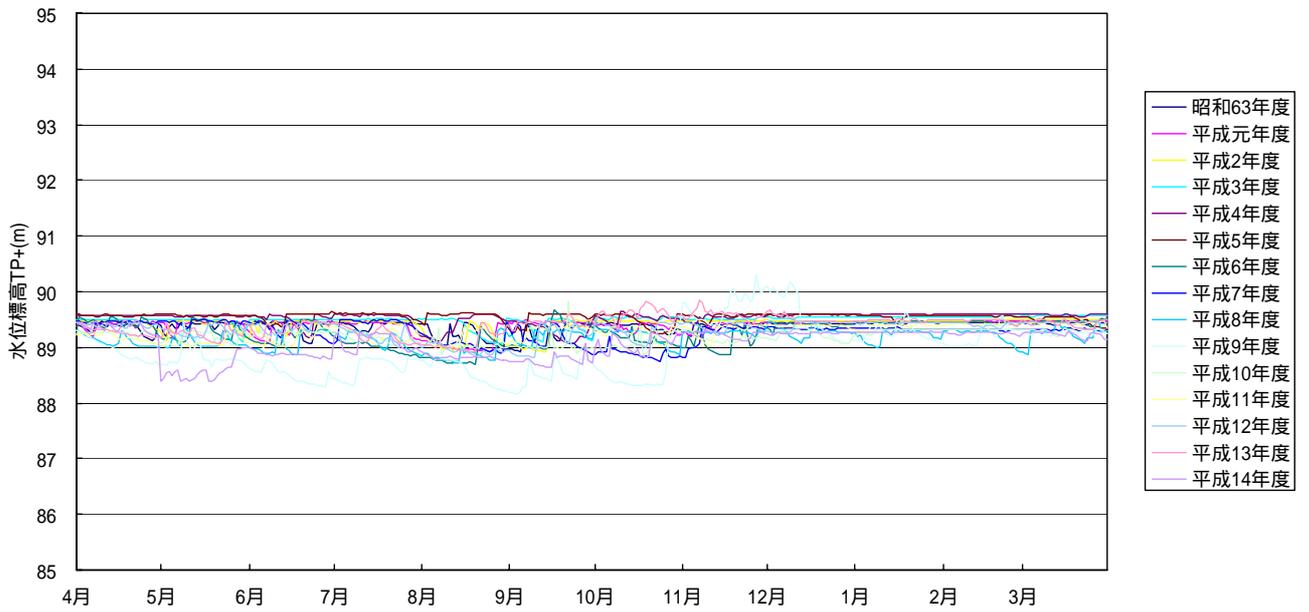


图 3-17 地下水水位経時変化図(錦織地点)

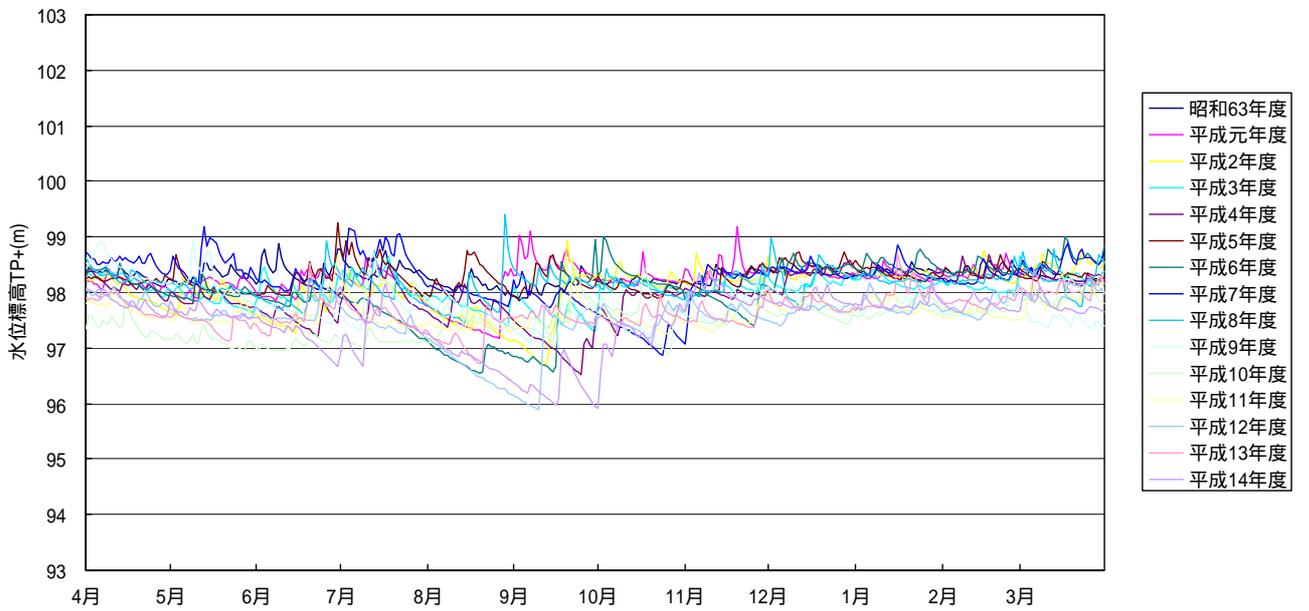


图 3-18 地下水水位経時変化図(速水地点)

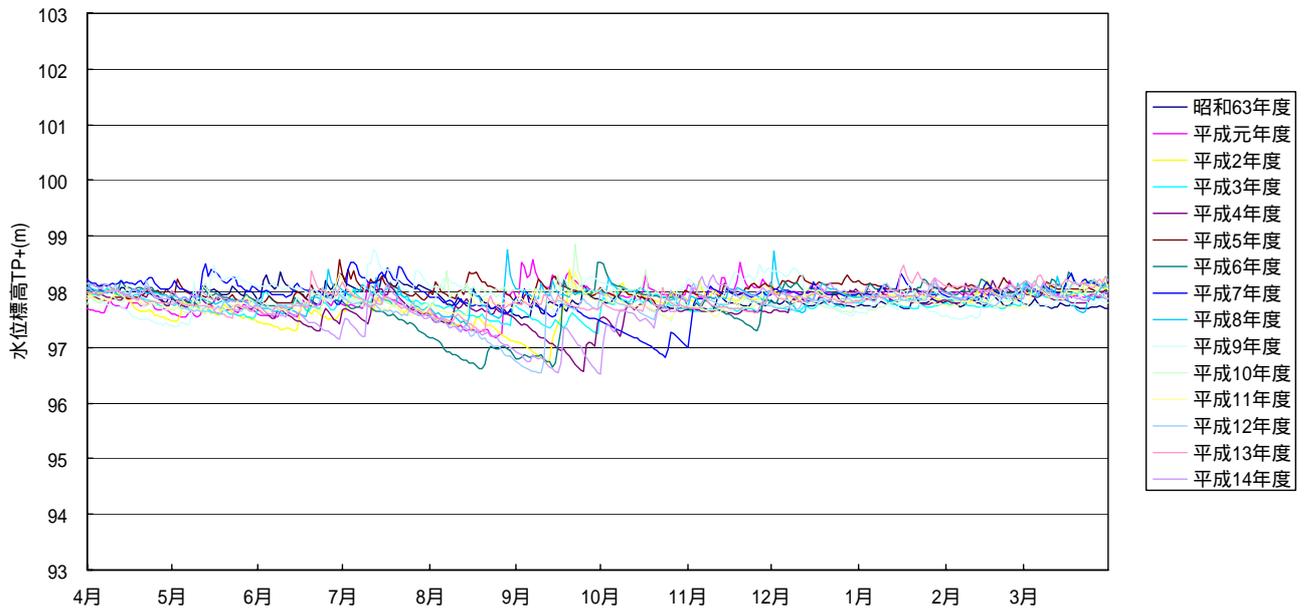


图 3-19 地下水水位経時变化图(山脇地点)

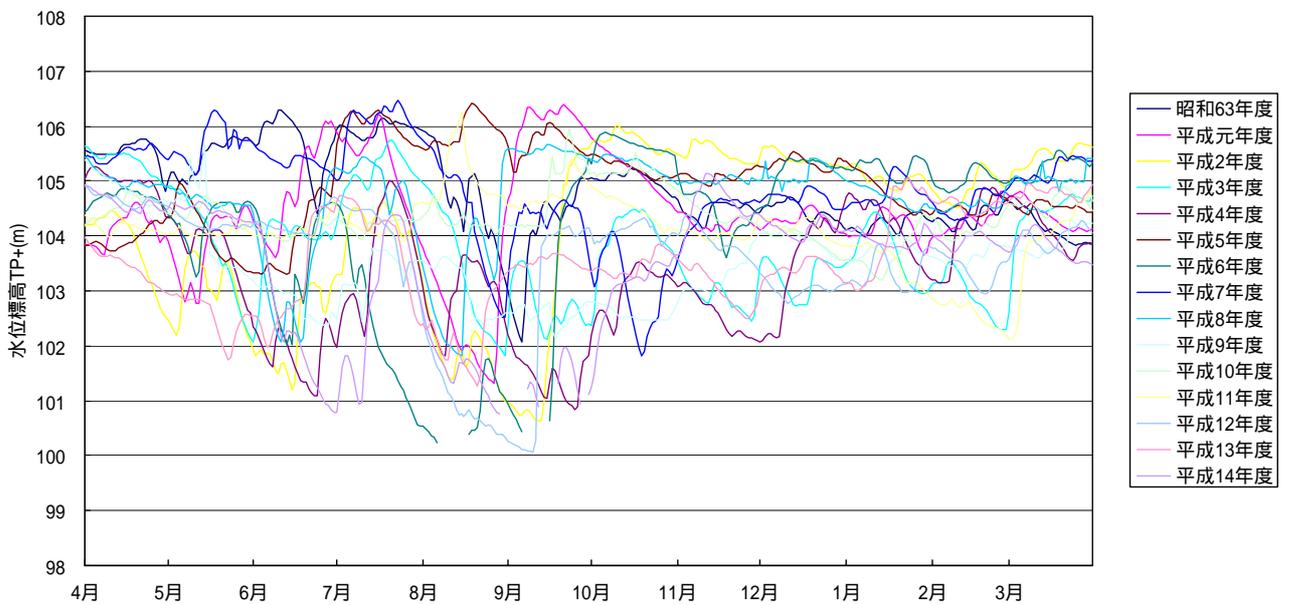


图 3-20 地下水水位経時变化图(柏原地点)

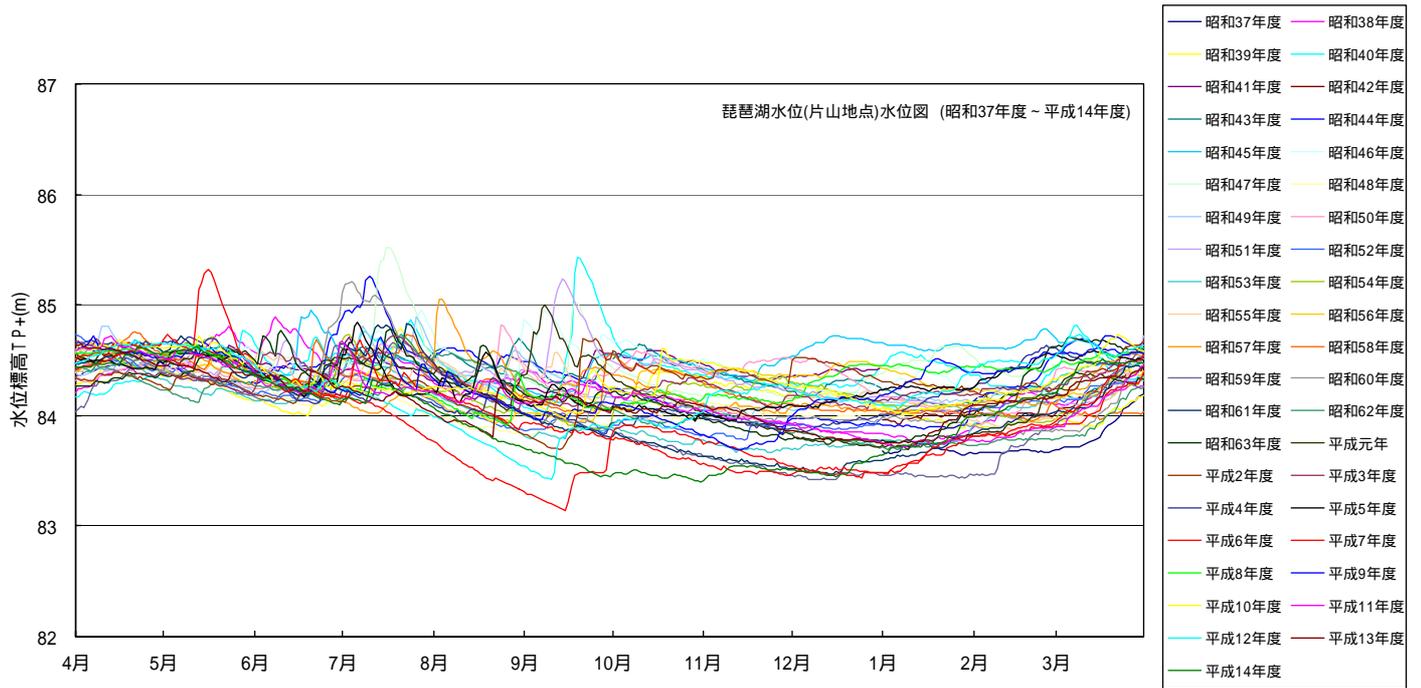


図 3-21 琵琶湖水位経時変化図(片山地点)

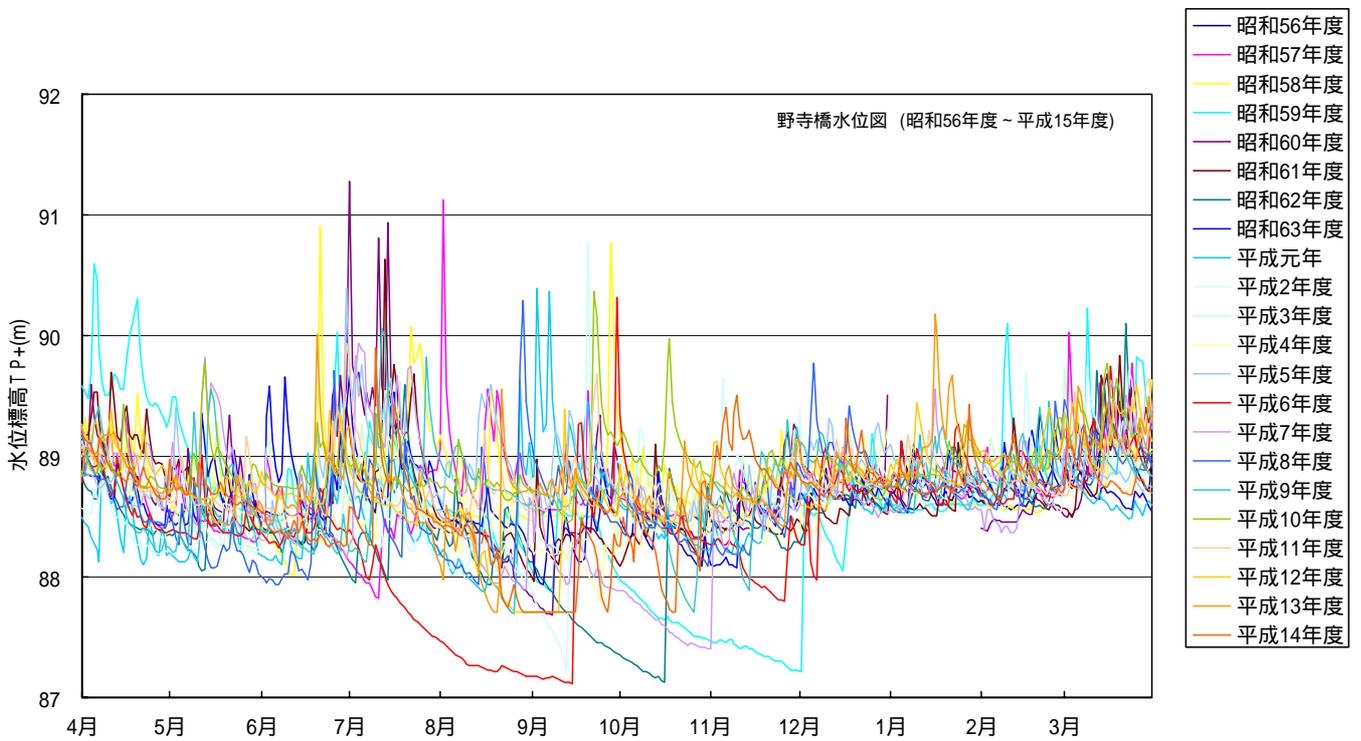


図 3-22 高時川水位経時変化図(野寺橋地点)

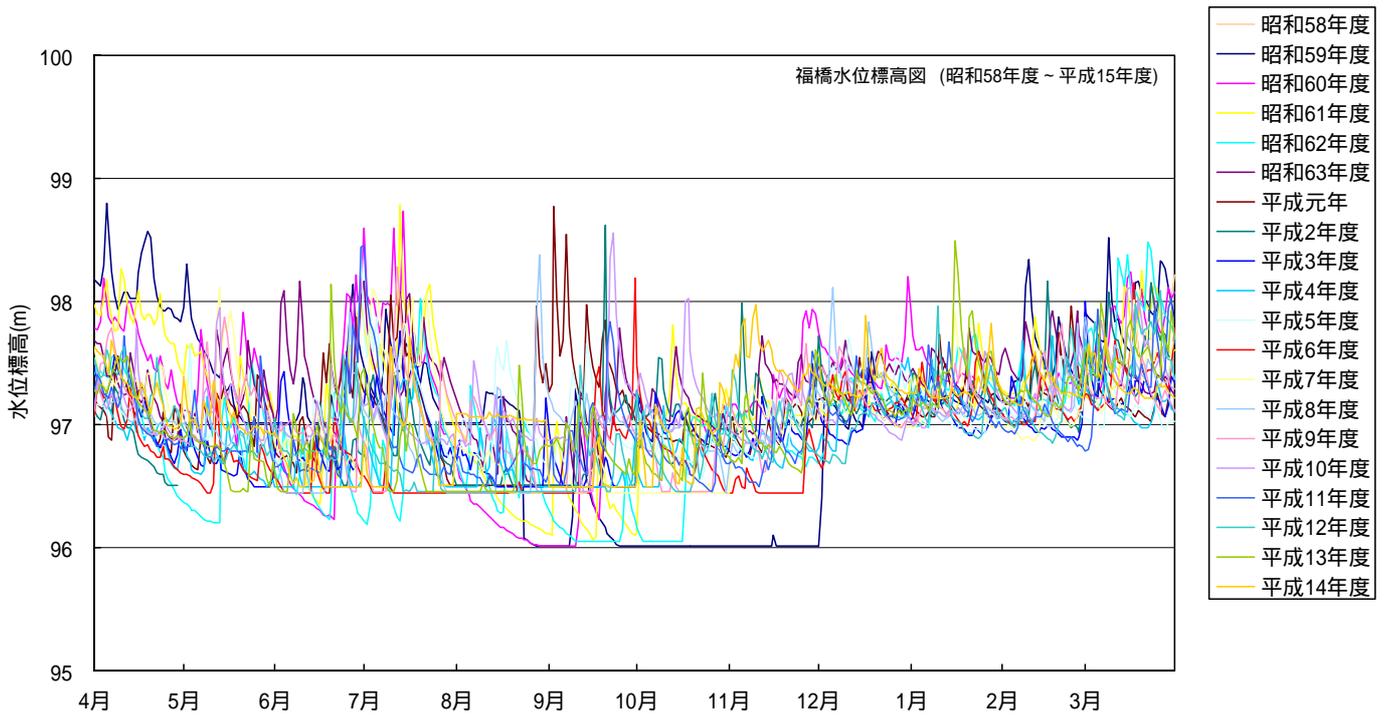


图 3-23 高時川水位経時变化図(福橋地点)

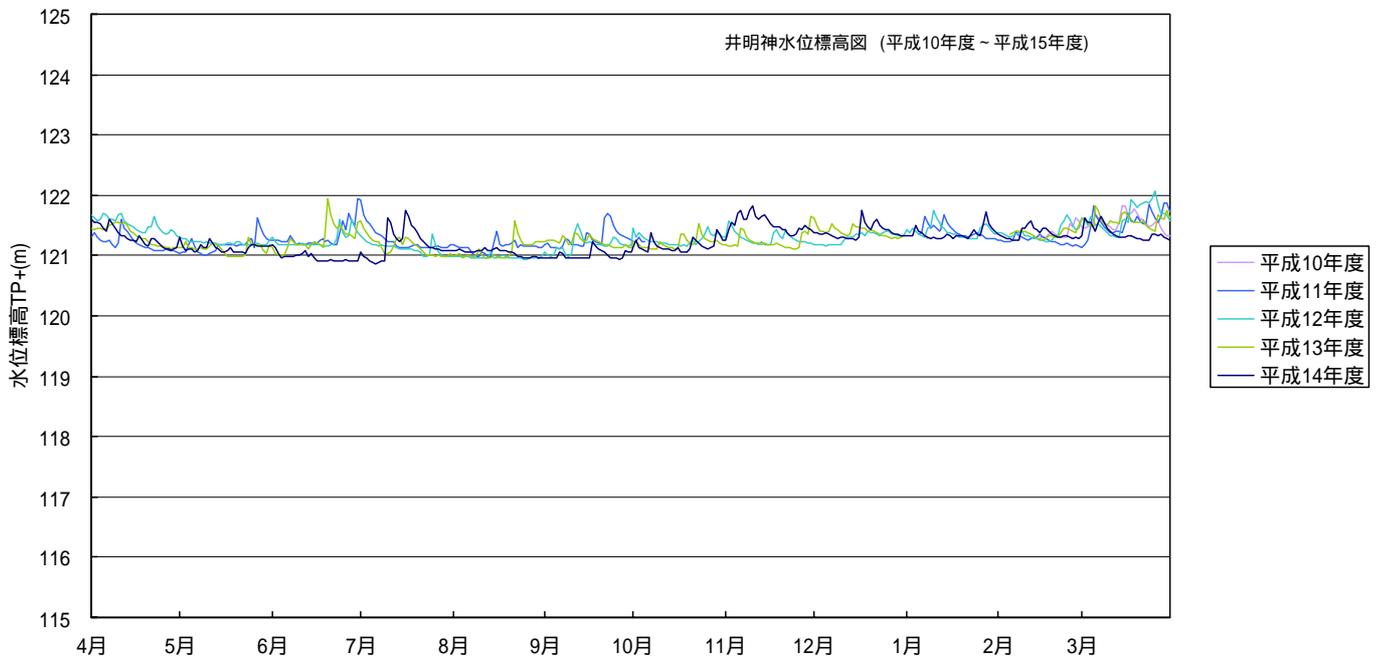


图 3-24 高時川水位経時变化図(井明神地点)

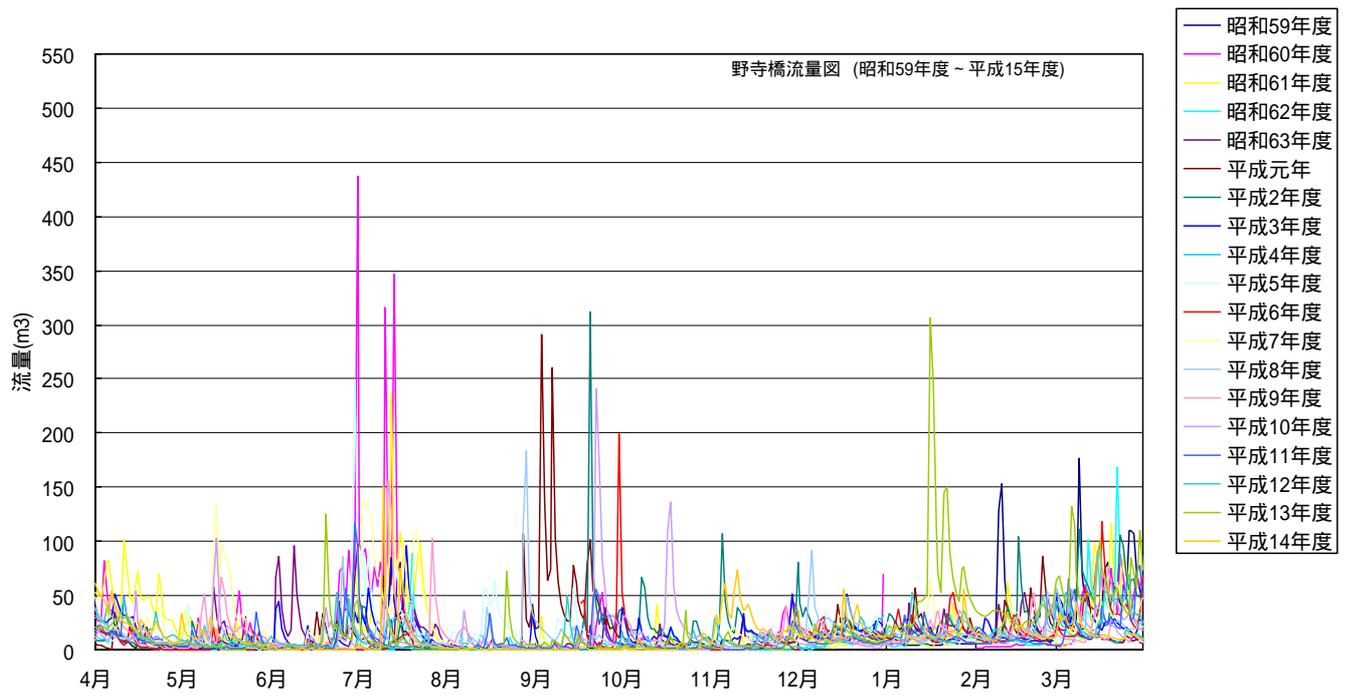


图 3-25 高時川流量経時变化图(野寺橋地点)

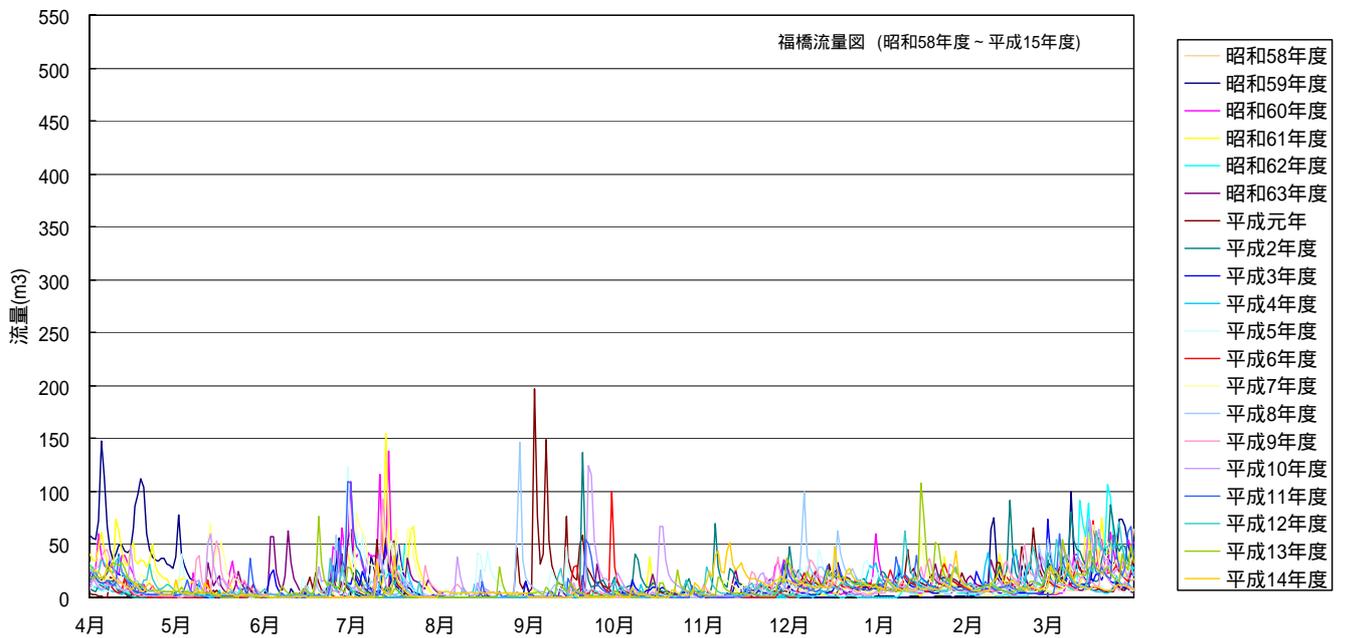


图 3-26 高時川流量経時变化图(福橋地点)

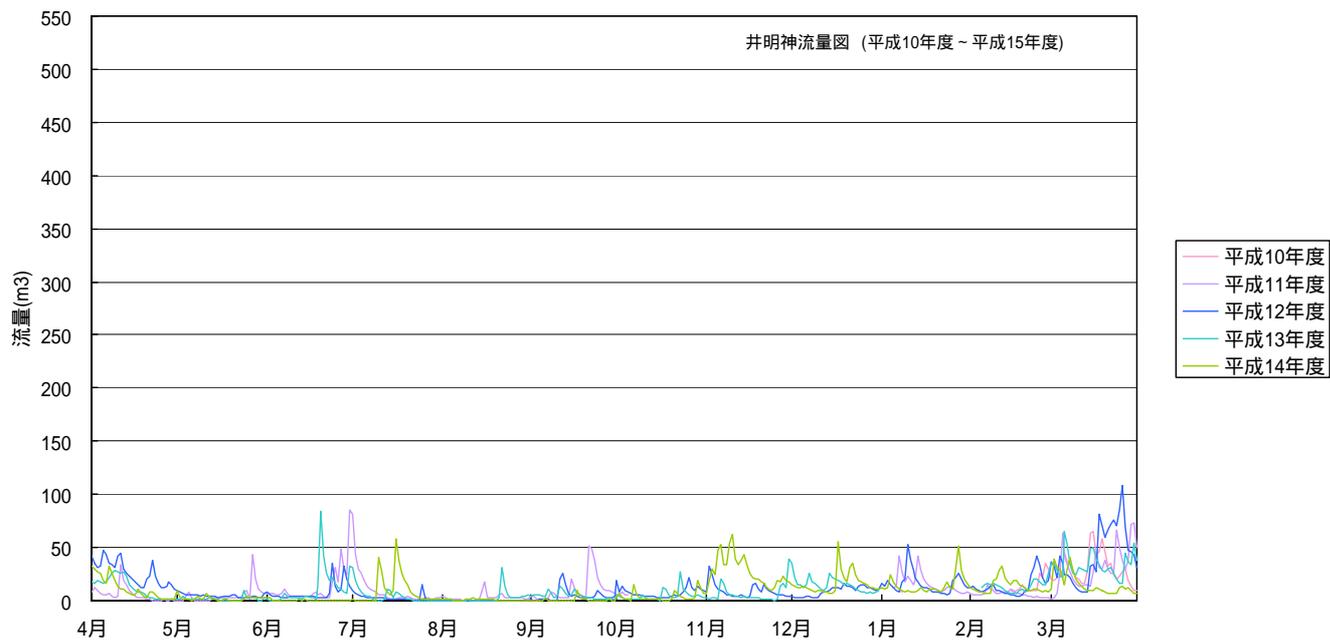


图 3-27 高時川流量経時变化図(井明神地点)

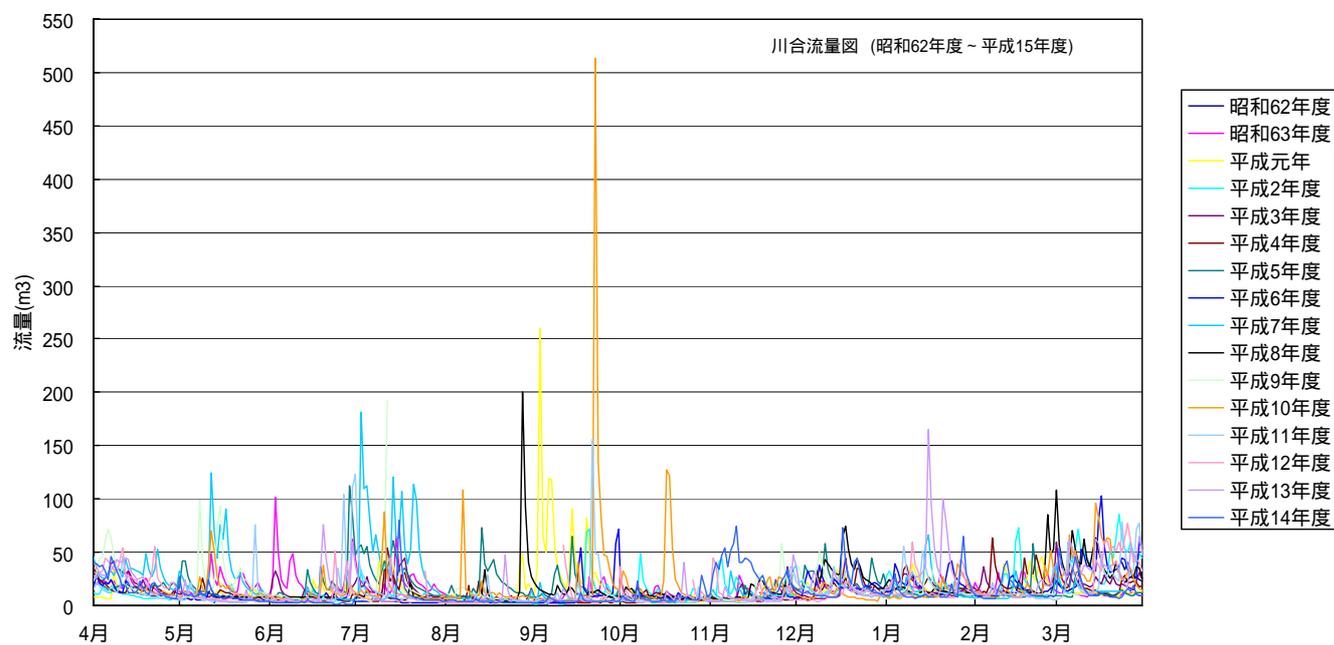


图 3-28 高時川流量経時变化図(川合地点)

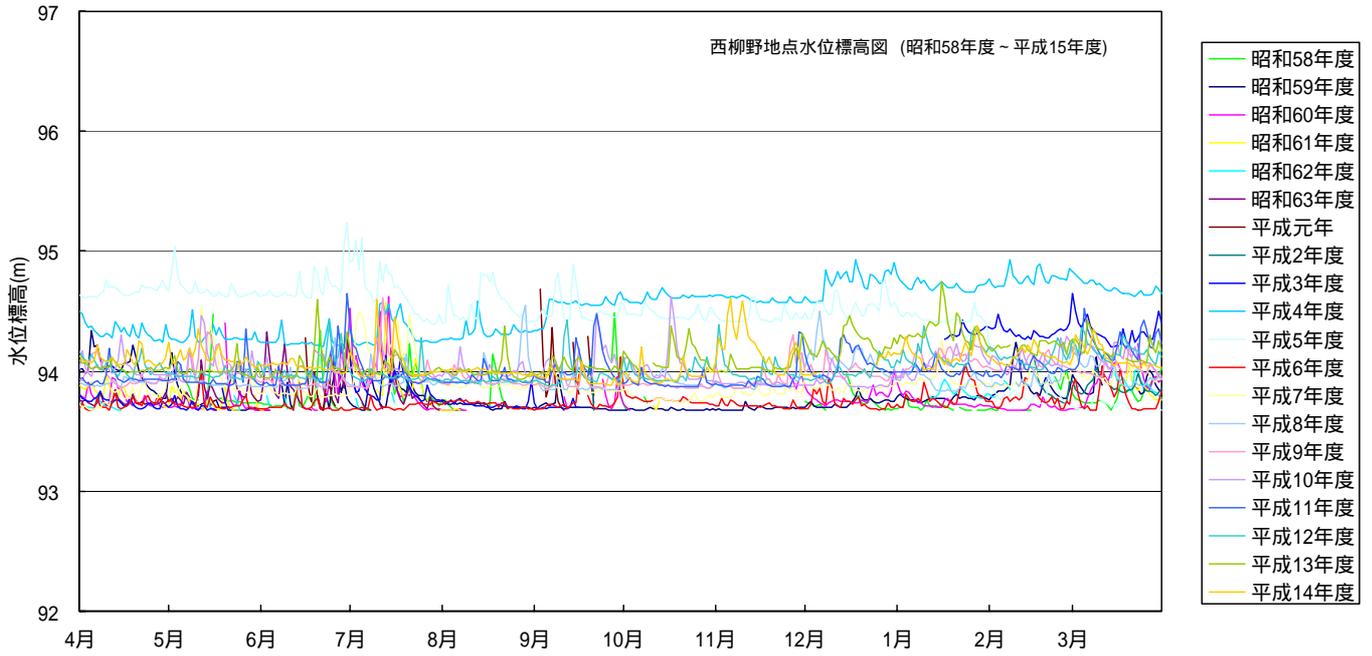


图 3-29 余呉川水位経時变化図(西柳野地点)

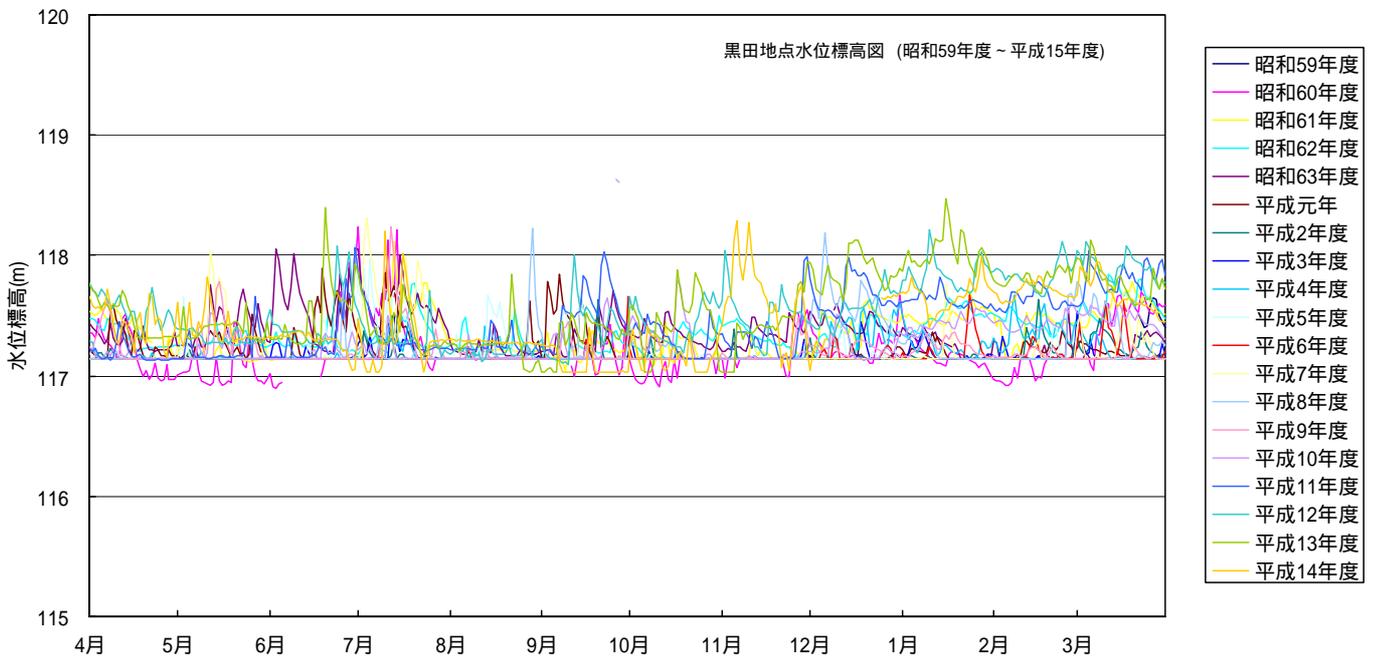


图 3-30 余呉川水位経時变化図(黒田地点)

3-7 高時川の流況(流量の変化, 瀬切れの時期)

高時川の中下流部では、水面がなくなり、川が干上がる「瀬切れ」が毎年のように発生しています。高時川で瀬切れが発生すると、アユの遡上阻害など様々な影響が生じます。

図 3-31 には、平成 8 年～平成 15 年間の福橋地点における瀬切れの状況を示しています。年によって瀬切れの時期は異なりますが、瀬切れの期間としては主に 4 月末～11 月中旬となっています。

瀬切れが生じる大きな要因として、河床堆積物の透水性が良く河川水量が地下に浸透してしまっていることが考えられ、高時川河川水は地下水の供給源になっていると推定されます。

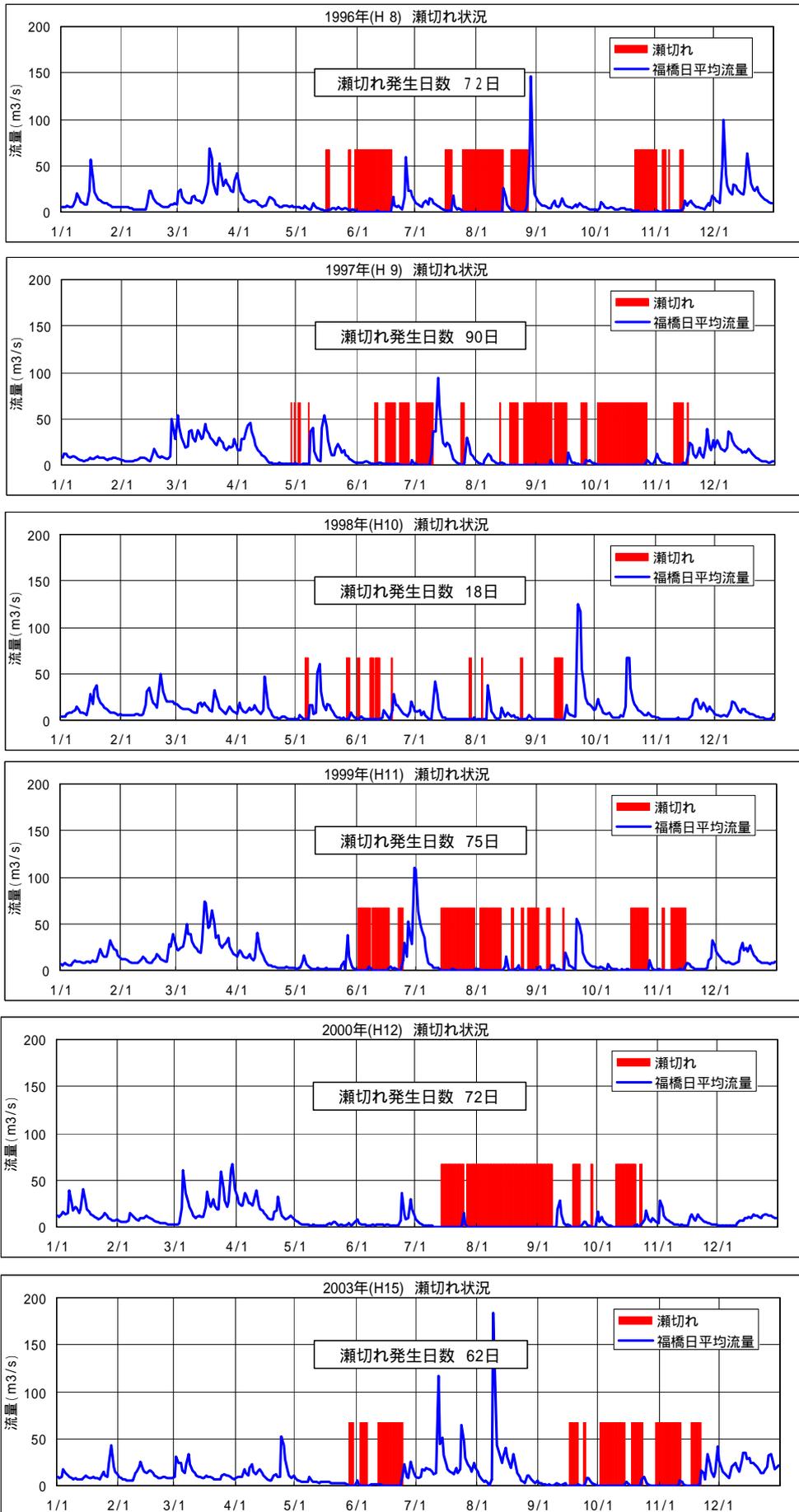


図 3-31 瀬切れ発生時期と福橋の河川流量