

土地分類基本調査簿（国土調査）第71号

表層地質各論

仙 台

5万分の1

国 土 調 査

経 済 企 画 庁

1967

目 次

I. 表層地質細説	1
I. 1 未固結堆積物	1
I. 1. 1 レキ・砂 $gs_{1\sim 2}$ (現河床・自然堤防)	1
I. 1. 2 砂・レキ・泥 sgm (氾濫原=霞ノ目層)	2
I. 1. 3 中粒砂 $s(m)$ (現砂丘・浜堤=深沼層)	3
I. 1. 4 細粒砂・泥 $s(f)m$ 細粒砂・泥 (海砂=岩切層)	4
I. 1. 5 泥・泥炭 mp (後背湿地=福田町層)	5
I. 2 半固結堆積物	7
I. 2. 1 レキ・泥 gm_1 (低位段丘)	7
I. 2. 2 レキ・砂・泥 gsm (扇状地=蒲生層)	9
I. 2. 3 レキ・泥 gm_2 (高位段丘・青葉山層)	10
I. 2. 4 砂岩・亜炭 ssl (大年寺層)	15
I. 2. 5 泥岩・亜炭 $mssl_1$ (八木山層)	16
I. 2. 6 泥岩・亜炭 $mssl_2$ (花壇層下部)	16
I. 2. 7 泥岩・砂岩 mss (竜ノ口層)	17
I. 2. 8 泥岩・亜炭 $mssl_3$ (亀岡層)	17
I. 3 固結堆積物	17
I. 3. 1 頁岩 sh (白沢層)	17
I. 3. 2 砂岩 $ss_{1\sim 2}$ (七北田層・音麻層)	18
I. 3. 3 砂岩・頁岩互層 $altssh$ (旗立層)	18
I. 3. 4 レキ岩・砂岩 $cgss$ (茂庭層)	19
I. 3. 5 砂質粘板岩 csl (利府層)	19
I. 4 火山性堆積物	19
I. 4. 1 ローム L (久保田山層)	19
I. 4. 2 浮石質凝灰岩 $Trpm$ (花壇層上部)	21
I. 4. 3 角レキ質凝灰岩 $Trbr_{1\sim 4}$ (湯元凝灰岩 $Trbr_1$, 羽山凝灰岩 $Trbr_2$, 深山凝灰岩 $Trbr_3$, 綱木層 $Trbr_4$)	22

I. 4. 4 集塊岩 Ag (三滝層 Ag ₁ , 高館層 Ag ₂)	22
I. 4. 5 安山岩質石 Ab ₁₋₃ (三滝層 Ab ₁ , 高館層 Ab ₂ , その他 Ab ₃)	23
I. 4. 6 流紋岩質岩石 Rh	23
II. 応用地質	24
II. 1 地すべり・山くずれ・かん没 (鉱害)	24
II. 1. 1 地すべり・山くずれ	24
II. 1. 2 かん没 (鉱害)	26
II. 2 鉱床	28
II. 2. 1 亜炭・埋木	28
II. 2. 2 カオリン粘土	29
II. 2. 3 砂鉄	29
II. 2. 4 ゼオライト	30
II. 3 温泉・鉱泉	30
II. 4 石材	31
II. 4. 1 安山岩	31
II. 4. 2 砂利	31
II. 5 水資源	32
II. 5. 1 河川水	32
II. 5. 2 伏流水	32
II. 5. 3 浅層地下水	33
II. 5. 4 深層地下水	34
II. 6 地盤	34
II. 6. 1 丘陵地	34
II. 6. 2 段丘地	35
II. 6. 3 低地 (平野)	37
III. 資料	38
Summary	41

1 : 5,000

表層地質

仙 台

東北大学教養部 文部教官 奥 津 春 生

I. 表層地質細説

I. 1. 未固結堆積物

I. 1. 1 レキ・砂 gs_1 , gs_2 (現河床・自然堤防)

現河床 gs_1 : 現河床のレキは丘陵～段丘地帯間を流れている河川の中流部で優勢で、下流部ではレキまじり砂～砂にうつり変わっている。レキは七北田橋(七北田川)・広瀬橋(広瀬川)・名取橋(名取川)の上下流300～500m間に比較的厚く分布していて、七北田川、名取・広瀬川は典型的な伏流水・湧水分布地になっている。広瀬川流域を例にとると、未固結レキ層の厚さは5～7mであるが、うすい粘土層をはさみ、この下に分布している半固結の段丘レキ層を含めると20～30mの厚さのレキ層になっている。このほか広瀬川ではその上流の蛇行部にレキやレキまじり中～粗粒砂が点々と分布していて、落合・愛子地区では砂利採取が行なわれている。この地区でのレキ・砂層の厚さは3～5m程度である。

名取川では名取橋の上下流両岸で砂利採取が行なわれているが、この付近では中～粗粒砂でゆるく締められているレキが3～5mの厚さで分布している。

七北田川の現河床レキ・粗粒砂は七北田橋の上流蛇行部⁹⁾に分布していて、運搬のよい地区では小規模な砂利採取が行なわれている。七北田川は他の河川に比べてレキが不同で少ないが、これは上流地域の大部分が砂岩泥岩凝灰岩などのやわらかい(b2)堆積岩を主としているためで、レキのかかなりの割合が軟岩(業者のいう死に石)でしめられている。

名取川・広瀬川のレキは5～10cm程度の円～歪円レキのものが多く、上流部に進むにつれて20cm程度のものが混入するようになる。レキは中粗粒砂できわめてゆる

く締められていて、伏流水分布地での透水係数は 10^{-3} 程度である。

レキは安山岩・流紋岩質岩石、花こう岩を主としていて、新鮮でややかたい～かたい (d～e) レキが多いが、風化したやわらかい～やややわらかい (b～c) レキも含まれている。このほか風化が進んだレキ岩・砂岩・泥岩・凝灰岩質岩石などのやわらかい (b) レキも混入している。これは両河川の上流地域の地質に支配されているため、蔵王山に源を発する白石川（阿武隈川支流）のレキに比べると、`死に石`として知られる風化軟岩レキがいくぶん多い欠点をもっている。

自然堤防 gs_2 ：河川の氾濫時に、河道からあふれた粗粒の土砂が河道にそつて堆積して、高さ1～2mの自然堤防が生まれるが、平野部を流れる七北田川・名取川ぞいにも自然堤防を認めることができる。

七北田川では岩切から福室までの左岸に自然堤防が発達している。自然堤防は砂・レキで構成されているが、この砂・レキは宿在家では7～10mの厚さをもつていて、黄褐色砂レキ層中の浅層地下水は同部落の簡易水道水源に利用された。

名取川では広瀬・名取川の合流点から下流の左岸ぞいに自然堤防が認められる。この地帯での自然堤防はシルト質細砂レキまじり粗砂で構成され、畑地になつている部分が多い。

広瀬川の自然堤防は広瀬橋下流部左岸に認められ、レキ層中に豊富な伏流水が包蔵され、付近工場の工業用水として利用されている。

自然堤防のレキは5～15cm程度の円レキで、岩石の種類・かたさは現河床のレキと同種・同程度とみてよい。自然堤防のうち、表層がレキを主としている所ではいくぶんよい地盤になつているが、レキの少ないシルト質細砂が表層にきている所ではN値10以下の弱い地盤になつている。

I. 1. 2 砂・レキ・泥 sgm (氾濫源＝霞ノ目層)

粗粒の堆積物からなる自然堤防の背後には細粒の堆積物からなる氾濫原がつづき、さらに湖沼・低湿堆積物へとうつり変わるのが通則であるが、この平野部での氾濫原は霞ノ目飛行場周辺に典型的に分布している（霞ノ目層）。飛行場とその北の蒲町、南の沖野周辺を例にとると、表層はレキまじりの細砂～泥（シルト～粘土）であるが、地表下1～3.5m以下はレキ・粗粒砂になつている。この砂・レキ層は偽層が発達していて、氾濫原生成当時の面影を残している。表層の細砂層はN値10以下のゆる

盤い雲になつてはいるが、この下の砂レキ層はN値・20~30程度のよい地盤になつてはいる。この氾濫原の砂レキ層は飛行場一帯から東に進むにつれて後背湿地の軟弱層(泥炭・泥)におきかえられるようになる。

同様の関係は、苦竹自衛隊キャンプ周辺や、名取・広瀬川合流点下流の左岸部にみられる。

I. 1. 3 中粒砂 s(m) (現砂丘浜堤=深沼層)

現海浜は淘汰作用のよい層厚1~5程度の中粒砂層からなり、粒径は0.3mmが支配的で、汀線付近では0.5mm前後になつてはいる。海浜砂は汀線から貞山堀間の砂丘地帯(標高1~3m)に分布し、砂丘の後背湿地にあたる所は人工的に掘さくされた貞山堀(運河)が通つてはいる。

七北田川~名取川間の海浜砂・海底砂の調査結果⁹⁾では、最も多いのは石英・長石で全体32%(18~46%)をしめ、ついでしそ輝石の31%(20~42%)、磁鉄鉱の17%(4~30%)、岩石破片の15%(6~24%)の順になつてはいる。このほか普通輝石・角閃石が4.5%(3~6%)、ジルコン・ざくろ石が0.5%内外をしめてはいる。七北田~名取川間の海浜砂は阿武隈川河口地帯のものにくらべると、石英・長石などの軽鉱物の割合は多いが、ジルコン・ざくろ石がごく少量しか含まれていない点がめだつてはいる。これに対し阿武隈川河口地帯ではしそ輝石・磁鉄鉱が濃縮されてはいて、全体の40~70%に達してはいる所も珍しくなく、ジルコン・ざくろ石も0.8~3.2%の値を示してはいる。これは七北田川・名取川の上流流域は泥岩・砂岩・凝灰岩を主としてはいるのに対して、阿武隈川上流流域では花こう岩類が広く分布してはいる点などの地質条件に支配されてはいること、北上する沿岸流による海底砂の移動・濃縮作用に関係するものと思はれる。

海浜砂の表層のN値は5~15程度で、相対密度がゆるい~中位のものであるが、地表下3m以下のN値は30~35の密な中~粗粒砂層になつてはいる。したがつてこの中粒砂層は構造物の直接基礎地盤として期待できるが、地下水位が高く地表下0.6~1m以内にきてはいる臨海地帯では、強い地震時には液化現象を警戒して7m内外のくい基礎にしてはいる。

臨海地帯の中粒砂層は淡水地下水の包蔵帯になつてはいるので、深沼部落などの浅い井戸水の収水層になつてはいるが、鉄分がいくぶん多いことと、量的に乏しい欠点をも

つている。

以上の海浜砂は深沼（荒浜）付近の砂丘地帯に典型的に分布しているので深沼層と命名したが、次にのべる内陸浜堤を表層地質からみると共通した土質になっている。

浜堤は海退時の汀線にできた砂丘に相当するものである。その分布地は部分的に切られてはいるものの、やや高い地盤の上に発達した部落や畑地が帯状に点在している点で特徴づけられている。浜堤の表層は氾濫原の細砂～砂質ロームで被われているが、その下にはよく淘汰分級された中粒砂が1～6mの厚さで分布している。この浜堤は内陸部に3帯を認めることができるが、浜堤群と現砂丘との存在から、海退にともなう海面の低下は、河岸段丘同様に4段階をへて現汀線にまで下つたことがうなずける。すなわち内陸部から福室～六丁目～日辺を結ぶ第1帯、その東側に平行して蓬田～四ツ谷～下飯田を結ぶ第2帯、さらにその東側に南蒲生～笹屋敷～大条を走る第3帯が認められる。これらの浜堤は2～3重構造の浜堤群になっている所もある。

浜堤第3帯にあたる新浜を例にとると、地表下1.25m以下には黄褐色～暗灰色中粒砂層が7.35mまでつづいていて、この下には貝がらもまじり細～中粒砂層とシルト層（岩切層）がきている。これに対して第1帯での灰褐色中粒砂層の厚さは一定でなく、荒井では5m、田辺ではうすく0.7mにすぎない。これは河川氾濫のたびにけずりとられて地表下4mまでは氾濫原堆積物の細砂でおきかえられているためである。これに対して河川から遠い距離にある所では浜堤中粒砂層が厚く、第2帯の藤田新田では6mの厚さをもっている。中粒砂の下は第3帯同様に岩切層の貝がらまじり細粒砂になっているが、多賀城町奈賀済では中粒砂層の下に腐植土が分布していて、この下に貝がらまじり細砂層がきている。

浜堤中粒砂層の相対密度は中位で20前後のN値を示している。したがってこの層を支持層とした直接基礎でも18t/m²程度を期待できるが、現海浜砂の分布地同様に、高い地下水位に注意する必要がある。また第1・第2帯での地下水位はいくぶん低く2.5～3.5mであるが、氾濫原堆積物の細砂～シルト質細砂が3.5～4m付近まで分布し、弱い地盤になっているので、重量構造物ではくい基礎が望ましい。

I. 1. 4 細粒砂・泥 s(f)m（海砂＝岩切層）

沖積世初期頃から海進がかなり進み、今から約5,000年前には現在の海拔6m付近まで海面が侵入していたことはすでにのべた。この海侵時の浅海堆積物がしまり程度

中位の貝がらまじり細砂で、浜堤・氾濫原堆積物の下に分布している。この青灰色～暗灰色細砂層は地表下3～7m以下にあつて、12～15mの厚さをもっている。この砂層は臨海平野全般に分布しているが、河川流路変遷のはげしい所では、自然堤防決壊で深くけずりとられ、粗粒の氾濫原堆積物でおきかえられている。名取川・広瀬川の会合点付近の四郎丸・日辺はその一例である。細砂層の下には泥が分布しているが、その主体は粘土で局所的にシルト質細砂をレンズ状に含んでいる。この泥層の厚さは2～10m内外で、わずかながら貝がらを含んでいる。この泥層は七北田川流域で優勢で、一部では有機質に富む暗灰色泥炭質粘土になつている。

図幅で細砂・泥の分布地として示している地域は以上の浅海堆積層が浅い位置にあることを示しているもので、表層最上位も砂丘からの飛砂や氾濫原の砂でおおわれている。

浅海成砂層は相対密度が中位～密な砂質地盤になつていて、N値は25～40内外で25～30t/m²程度の地耐力を期待することができる。したがつて特に荷重の大きい構造物でないかぎり、この細砂層を支持層としたくい打ち工法がとられている。多くの場合くいの長さは6～8m程度である。ただし七北田川流域では細砂層はいくぶんシルトまじりになつているためN値は低下して15～30内外になつていて、田子付近では6～15になつている所もある。

細砂層の下にきている泥層(粘土・シルト質細砂)のN値は7～10を中心とした値が多いが、粘土層では15程度で、またシルト質細砂では3～4の軟弱層になつている。したがつてこの軟弱層が厚い地帯での重量構造物ではこの層の下にきている砂レキ層を支持層とする必要がある。なおこの細砂層中の自由地下水は鉄分が多い欠点をもっているため、量的に豊富であつてもあまり利用されていない。多賀城地区のように深層地下水中に塩分を多く含む地帯では、この細砂層中の自由地下水が利用されている。

以上の貝がらまじり細砂・泥層は仙台市岩切の深井戸のスライムで判明した関係で岩切層⁶⁾と命名したが、この層は東北地方の太平洋岸の沖積平野下に広く分布している。

I. 1. 5 泥・泥炭 mp (後背湿地＝福田町層)

自然堤防の後背湿地には湖沼・低湿地堆積物の泥・泥炭が生成されるが、海退につ

れて浜堤の背後にも同様に後背湿地がうまれる。当時の景観は七北田川・名取川の現
流路・旧流路にそつた自然堤防帯の外側に点在している湖沼・湿地や、現砂丘・浜堤
の背後に海岸線に平行して分布している湖沼・湿地の配列状態からも推察すること
ができる。

図幅内での規模の大きい泥炭分布地は5地区に大別することができ、いずれも第1
浜堤帯と第2浜堤帯の背後にあたる低地、(2.5~5mの補助等高線内)で、七北田川
とその支流の梅田川、十文字を通る旧広瀬川、名取川の自然堤防間に分布している。
これらの泥炭地は北から山王・福田町・田子・南田中・増田泥炭地とよぶことができ
る。以上の泥炭地は水田地帯の中心部では地表下0.3~9.6m以下に分布している。典
型的な泥炭分布地では3~5mの泥炭層がみられ、一部では新鮮な草炭の状態が残つ
ている。このほか東北本線以西の名取川扇状地にも泥炭地が点在していて、長町駅や
増田駅西方の水田低湿地帯はその代表である。

代表的な泥炭分布地である福田町泥炭地を例にとると、仙台バイパス苦竹インター
チェンジ付近では、0.1~0.3mの表土下に2~4mの泥炭層が分布していて、泥炭の
下方は泥炭質粘土に漸移している。地表下3~5m以下には浜堤帯の後背を思わせる
青灰色中~粗粒砂が0.5~1.5mの厚さで分布している。この下には貝がらまじりの晴
青灰色粘土~細砂層(岩切層)が地表下8~9mまでつづき、その下には厚い黄褐色
砂レキ層(下町段丘+蒲生層)がきている。多賀城町山王~浮島付近の水田地帯の後
背湿地も苦竹とほとんど共通した地盤になつている。泥炭~泥炭質粘土が6~7mの
厚さになつているが、地表下1~3m間に細粒砂をはさんでいて、泥炭層は上下の2
層になつている点がちがつている。このほか泥炭層直下は浜堤の中粒砂はなく、貝が
らまじり細粒砂層になつていて、地表下15~17mまでつづいていることや、砂レキ層
は欠如して直接基盤岩の凝灰岩(多賀城層)ができていた点がちがつている。山
王泥炭地は七北田川の自然堤防が分布している宿在家付近で細粒堆積物に漸移して
いる。このような関係は福田町泥炭地にも見られ、南縁は六丁目・十文字の浜堤帯で切
られている。

霞目飛行場東側の南田中周辺の第1~第2浜堤帯にはさまれた水田地帯表層には、
泥炭層が0.1~0.3mの厚さで分布していて、前者同様の軟弱地盤になつている。

増田泥炭地は古くからその分布が知られ、³⁾すくも³⁾の名でよばれている泥炭は燃

料に利用されていた。この地区の泥炭層は増田駅西側の水田地帯では地表下4 m以下に2 m内外の厚さで分布しているが、バイパスぞいでは地表下1 m内外の浅い位置にきていて3 m内外の厚さを有し中間にうすいシルト質粘土をはさんでいる。この地区で支持層となりうる貝がらまじり砂層砂レキ層は8 m以下に分布している。

以上の地区は泥炭層で代表される典型的な軟弱地盤地帯であるが、このほかの扇状地の末端部から河川の自然堤防・浜堤帯間に囲まれた後背湿地の表層にも細粒堆積物の砂質粘土～シルト質土が分布していて、やや軟弱な地盤になっている。

I. 2. 半固結堆積物

I. 2. 1 レキ・泥 gm₁ (低位段丘≡下町・中町段丘)

仙台市街地の段丘は高位（広瀬川河岸段丘区分の台の原・上町段丘）と低位（中町下町とに大別できる。これらの段丘レキ層は丘陵頂上部の青葉山～平野下の蒲生層のレキ層との中間帯にあつて、丘陵～平野間を全体としてみると、洪積世末期に生成された扇状地堆積物であることがわかる。ただ基盤岩の隆起運動によつて古広瀬川が南に傾動しながら扇状地堆積物や基盤岩を深く切つて段丘地形を残したために連続性がみられなくなつたものである。この関係は第1図の丘陵・段丘・平野間、表層地質断面図にもよくあらわれている。低位段丘は高位段丘につづく扇状地性段丘であるため、表層地質の層序は高位段丘と共通したものがある。長町～利府構造線より東側の低地帯（下町段丘に相当する部分）では泥層がいくぶん厚くなつていて3～5 mの厚さをもつているほか、4～5 mの段丘レキ層の下には、扇状地表層堆積物の泥炭・シルト～粘土・砂層、その下には扇状地本体の厚い砂レキ層がきている。したがつて高位段丘地帯や長町～利府構造線西側の低位段丘地帯では、地表下5～10 m以内で新第三紀基盤岩に着岩しているが、構造線の東側では着岩深度はかなり下で、地表下20～40 mでなければ着岩しない。

低位段丘堆積物の表層は泥で、長町駅周辺を例にとると、3.5～5 mまでは粘土～シルト質ロームで、N値は2内外のきわめて軟弱な地盤になつている。この下には厚さ約5 mのレキ層がくろがレキ径は3～5 m程度のものが多い。最大径15 cmのレキも含まれているのでN値測定不能の場合もある。このレキ層のN値は20～25で、低・中層建築のくい基礎の支持層になつている。重量構造物については、この下にきている泥炭層の圧密沈下を計算にいれる必要がある。

レキ層中の浅層(由自)地下水は豊富で、広瀬橋～名取橋間の工場地帯の浅井戸では、このレキ層中の地下水(一部伏流水)を利用している。この地下水は水量・水質に恵まれてはいるが、井戸を深くしてレキ層下の泥炭・粘土層に近づくと鉄分が多くなる欠点をもっている。レキ層下の有機物にとむ暗灰色～暗青色粘土層(若林粘土層)は広瀬橋～長町～中田にかけて共通的に分布している。この粘土層から上を低位段丘の泥・レキ(下町段丘レキ層)に、粘土層を含めた厚いレキ層を平野下の扇状地堆積物の本体(蒲生層)として区別した。低位段丘の泥・レキは扇状地ら遠ざかるにつれて薄くなり、泥・泥炭が表層にあらわれるようになる。

なおこの地帯で地下室工事を行なうときは、湧水の処理に注意する必要があるが、深度7mの根切底から揚水した例では、付近の浅井戸に影響して、その影響半径は約150mにおよんで補償問題になったことがある。また将来ウエルポイントによる強制水抜工法を行なう場合には、レキ層上下の粘土層・泥炭層の圧密沈下による構造物の変状も予想されるので、地下水還元などによる予防対策をたてる必要がある。

I. 2. 2 レキ・砂・泥 gsm (扇状地＝蒲生層)

ここであつかう扇状地堆積物は次の2つを含んでいる。

- (イ) 名取・広瀬川流域に分布している扇状地で、狭い丘陵間からその前面の平野にかけて展開し、低位段丘レキ層下に分布しているもの(名取扇状地)。
- (ロ) 内陸～臨海平野下の埋積谷にそつて分布している扇状地で、泥・砂・レキからなるもので、浅海性堆積物(岩切層)の下に分布しているもの(蒲生層)。

両者は水準面以上の陸上と水準面下の平野下に分布しているという地形的な差はあるが、泥・砂レキ層の分布を追跡すると、パネル図からも判読できるように、たがいに連関をもつた一連のものであることがわかる。このような地形的差が生まれたのは、長町～利府構造線を境にしておこつた平野部の沈降と、海進の進行によるものである。扇状地堆積物は砂レキを主としているが、堆積過程の河川勾配・流量・流速に支配されて、一部には泥(粘土～シルト質ローム)・泥炭層の互層がみられる。

名取扇状地を例にとると、下町段丘レキ層の下には泥炭～シルト質ロームと砂～レキの互層が2～3層あつて、その下には厚いレキ層が30m内外の厚さで分布している。このレキ層は長町駅周辺を例にとると、地表下20m以下に分布していて、N値は20～35程度の締まりのよいレキ層になつている。レキ層中の深層地下水は豊富で水質

も良好であるため、中田～増田地区では深度40～60mの深井戸で揚水している。厚い砂レキ層の上についでいる泥と砂の互層では鉄分の多い地下水になつていて、20m付近までは水止めをする必要がある。

平野下の扇状地堆積層（蒲生層）は暗緑色～青灰色のレキと泥（粘土～シルト）からなつていて、地表下20～35m以下に分布している。レキ層のN値は20～35で、平野地帯でのくい基礎の中間支持層になつていて、ただしレキ層中に2～3層のシルト～シルト質細砂をはさんでいて、N値は10内外、まれに3の部分もあるので設計にあつてはシルト層の厚さと深度について注意する必要がある。レキ層の下には粘土～シルト層が分布しているが、先行荷重で圧密されているのでN値は15～20の中位のかたさになつていて。

平野下のレキ層は名取川～阿武隈川埋積谷流域下に典型的に分布しているので蒲生層²⁰⁾と命名した。このレキ層は北上するにつれて泥分が多くなり、七北田川流域では粘土～シルトでおきかえられるようになる。かなり圧密されているので地耐力は15～20t/m²程度とみてよい。ただしシルト質細砂～粘土ロームのN値は3～30とかなりバラツキが多い点に注意する必要がある。

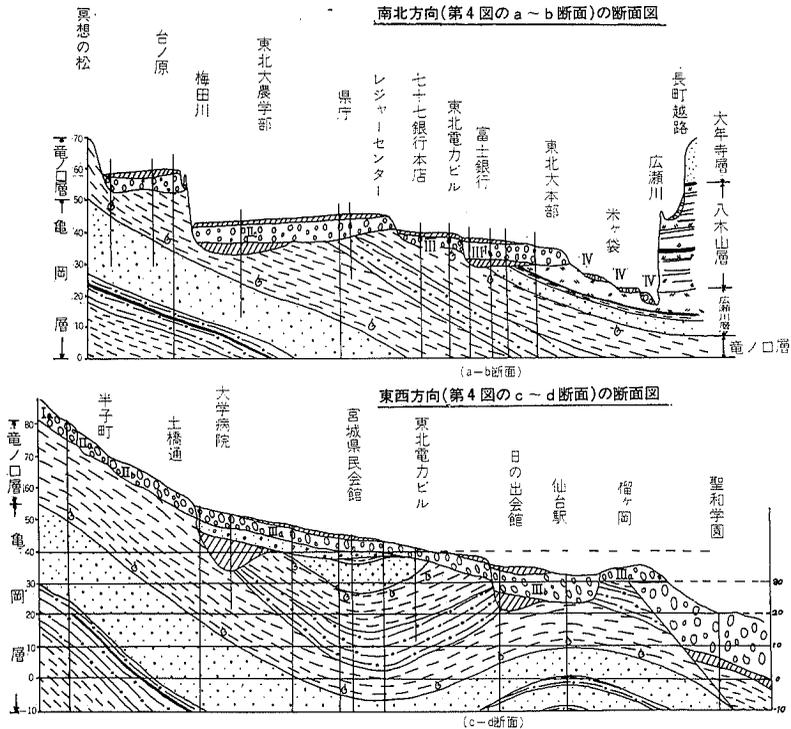
蒲生層の下には新第三紀層の泥岩～凝灰岩（竜の口層）がくるが、N値は50～80の安定した深層基礎地盤になつていて。埋積谷間の潜丘や丘陵に接した臨海地帯では、地表下30m内外にこの基盤岩がきている。

I. 2. 3 レキ・泥 gm₂（高位段丘・青葉山層）

仙台市街地：仙台市街地上の広瀬川の段丘レキ層を例にとると、旧表土の泥の下には4～8m程度の砂レキ層がきているが、これは広瀬川が運搬堆積した扇状地性段丘レキ層である。砂レキ層の分布状態をみると、広瀬川をはさんで西高東低の扇状地形がみられ、東西方向に切った第2図のc～d断面はその特徴をよくあらわしている。しかし南北方向に切ると第2図のa～b断面に示したように、広瀬川が西方に移動しながら扇状地を切つてつくつた河岸段丘地形があらわれている。

高位段丘の地盤は泥レキからなつていて、次のように区分することができる。

- | | | | | | |
|-----|-----|--------------------|------------------------|----|-----|
| 泥 | } | 第1層 | 埋土～現表土 | N値 | 1～3 |
| | | 第2層 | 旧表土（伊達藩開府以前の湖沼・低湿地堆積層） | N値 | 3～6 |
| レキ・ | 第3層 | レキ層（洪積世の扇状地性段丘レキ層） | | | |



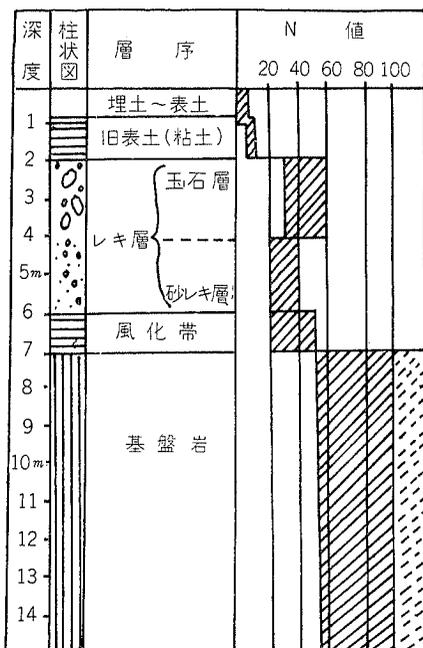
第2図 仙台市街地の段丘レキ層分布図

上部 玉石層 N値30~60

下部 砂レキ層 N値20~40

基盤岩 { 第4層 基盤岩風化帯 N値25~40
第5層 基盤岩(新第三紀凝灰質泥岩) N値50~150

旧表土は盛土~現表土下に分布している軟弱層で伊達藩開府以前のレキ層上に堆積した表土である。当時の仙台市域は低湿地が大部分をしめていたため黒色~暗褐色の有機質粘土~シルト質ロームを主としている。また蔵王火山などの再三にわたる火山活動の火山灰も堆積した関係でかなり軟弱な地盤になっている。仙台市青葉山丘陵頂上部に分布している火山灰の降下時期は約2万年前後と推定されるが、旧表土はこの



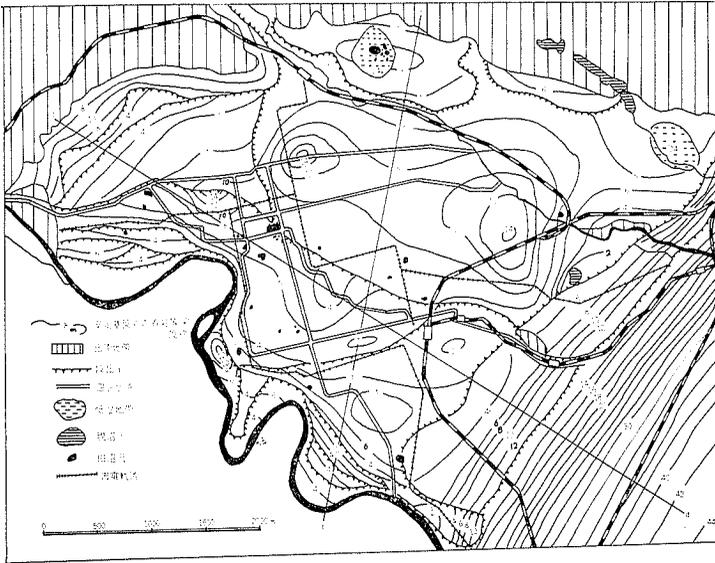
第3図 仙台市街地の地盤地質層序

頃から沖積世初期にかけて生成されたものと思われる。この旧表土からなる軟弱層は市電環状線内では0.5～1m程度であるが、当時の沼沢地帯の中心部や、これに出入する水路では2mをこすこともあるのでこの点に注意する必要がある。

レキ層の上部は玉石層で代表されている玉石まじりレキ層で、レキはややかたい(d)安山岩石英粗面岩を主とし、珪化木のレキもみられる。N値は30～60で、低・中層建築物の直接基礎地盤になつている。下部のレキ層はこぶし大～あずき大のレキからなり、基盤岩の直下では偽層のいちじるしい砂レキ層になつている。偽層した砂レキ層は相対密度がいくぶんゆるくN値は20～40程度と上部レキ層よりも劣つている。自由地下水は偽層砂レキ層に包蔵され

ているので、雨季の地下水面の根切工事の際は側壁の崩壊と排水の対策が必要である。貝化石を含む泥岩上の砂レキ層中の浅層(自由)地下水はリン酸分やカルシウムに恵まれているため酒造用の仕込水に利用されている。

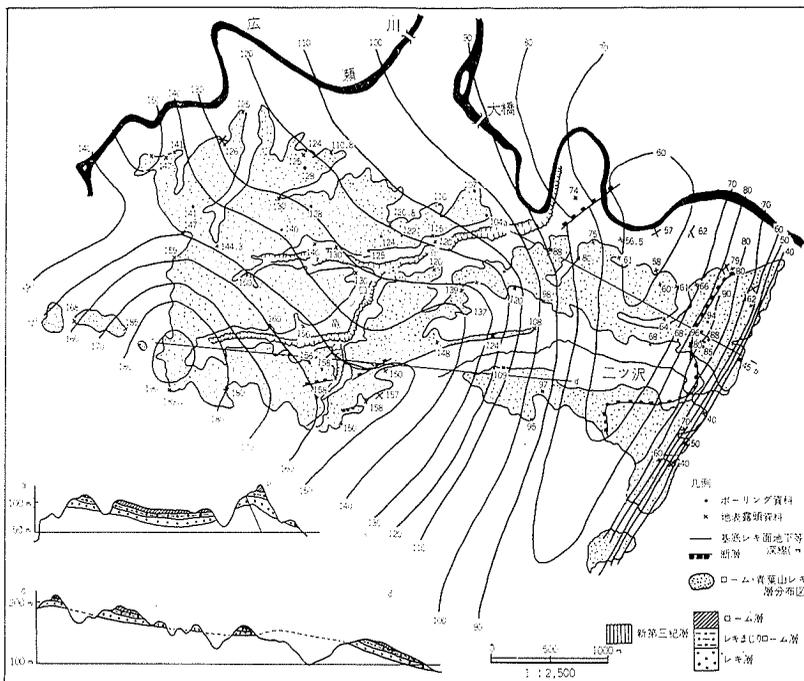
基盤岩：砂レキ層との接触帯付近には地下水が包蔵されているため、深層風化をうけやすく、N値は20～40程度とやや軟質になつている。風化帯の厚さは0.5～1mの例が多いが、基盤岩にやわらかい(b2)浮石質凝灰岩(花壇層)がきているところや、基盤岩のこう配が変わる変曲点付近では深層風化がかなり進行していて、その厚さは2～8mに達している。その好例は東北大学付属病院周辺で、第2図c～d断面でも明らかなように、基盤岩の面のこう配が急に変わつていることと、基盤岩が風化



第4図 仙台市街地下の安定基盤岩着岩等深度線

をうけやすい浮石質凝灰岩であることなどが深層風化を促進している。同様の傾向は仙台駅前日の出会館周辺にもみられる。第2図 a～b 断面では、東北大付属小学校、富士銀ビル、東北大本部などに風化帯の進行がみられ、ことに電話局・藤崎デパート・富士銀行のそばを南北に走る坂ぞいの地帯（巾50m）では、浮石質凝灰岩が基盤になつているほか、基盤岩の変曲点にあたる関係で、風化帯が厚くなつている。このほか市役所から仙台信用金庫にかけた地帯にも風化帯が4.5mほど認められる。風化帯の下は新鮮な基盤岩に漸移している。市電環状線内の大部分は新第三紀泥岩・凝灰岩（竜の口層）であるが、瀬橋～霊屋橋間の広瀬川ぞいの地帯や、北西部の丘陵に接した高位段丘地帯では、浮石質凝灰岩が基盤岩になつている。凝灰岩・泥炭のN値は50～150で、浮石質凝灰岩では内外で、ともに高層建築物の地下室基礎地盤になつている。

丘陵頂上：仙台市青葉山～八木山～大年寺一帯から名取市箕輪～野田山にかけた丘陵頂上部には厚さ5m内外のローム層と10～20mの厚さのレキ層とが分布し、青葉山層とよばれていた。青葉山周辺でのレキ層の分布状態は第5図に示したような関係に



第5図 仙台市青葉山・八木山丘陵上のローム・レキ層分布図

なっている。これは仙台市街地の高位段丘よりいくぶん早い頃の広瀬川の扇状地的な堆積物で、その後の隆起運動や断層運動で現在みられるような分布をとるようになったものと思われる。試錐結果からみたレキ層の最大の厚さは27mで、長町～利府構造線に近い大年寺のテレビ送信所付近に最も厚い分布がみられる。

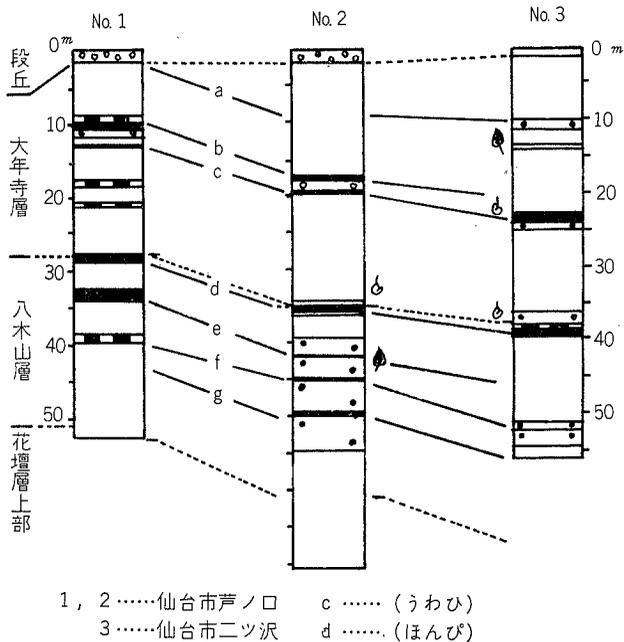
レキ層のN値は20～35内外であるが、場所によつては15程度に下がっている所もある。これはレキが少なくなつてレキまじり粘土になつていふことと、安山岩レキが風化して軟質になつていふほか、凝灰岩質のレキが多く含まれていることなどにも原因している。このように青葉山層のレキが風化しているのは、地下水面が常に基盤岩（大年寺～八木山層の砂岩～泥岩）の真上の地表下10～15m付近にあるが、雨季になると地表下5m付近まで上昇するなどの自由地下水面の変動に影響されたものである。このレキ層分布地に地すべりが多いのはここにも原因している。

レキ層のすぐ上のロームは一般に軟弱であるため、中・高層建築物の基礎はこのレキ層を支持層としたくい打ち工法がとられ、7~10mのくいが使用されている。

上にのべたようにレキ層中には浅層地下水が包蔵されているが、水量は季節的な変化がある欠点をもっている。ただしレキ層と基盤岩との接触帯付近が谷で切られている所では湧水が点在し、貴重な飲料水の水源となっている。仙台城（青葉城）本丸の「おすず」（御清水）はこの湧水を巧みに利用したものである。この湧水も亜炭坑道の掘さくや深井戸の増加による地下水位の低下の影響をうけて、しだいに減少しつつある。

I. 2. 4 砂岩・亜炭 ssl (大年寺層)

この砂岩はやわらかい（b2）凝灰質の砂岩で、第三紀鮮新世の大年寺層の主体に



第6図 仙台付近亜炭層の対比

なっている。大年寺層は貝化石で特徴づけられている層厚30～70mの海成層で、2～3層の亜炭層が存在している。この亜炭層のうち下部の亜炭層は1m内外の厚さをもつていて、採炭業者間では「うわひ」とよばれている。炭質は「ぼけ炭」の名が示すように軟質で、灰分も多く、発熱量も3,000～3,500calで炭質は劣っている。

砂岩は細粒凝灰質であるため不透水層に近い性質をもつ一方、風化にも弱い性質になっている。したがってこの上に透水性のレキ層（青葉山層）がのつている地帯では、レキ層中の地下水がわざわいして地すべりがおこっている。

砂岩のN値は50～60、やや風化した分は20内外で、八木山層の砂岩にくらべると支持力は半分程度である。

I. 2. 5 泥岩・亜炭 msl₁（八木山層）

この砂岩はやわらかい（b 2）凝灰質の砂岩で、鮮新世の八木山層はおもにこの泥岩と砂岩とからなっている。この泥岩中には2～3層の亜炭層がはさまれている。第1層の亜炭層は大年寺層の直下にきていて、0.7m内外の厚さをもっている。この亜炭層は採炭業者間で「ほんび」とよばれ、現在仙台地区や愛子地区亜炭坑から産出されている亜炭はこの「ほんび」からのものである。炭質は良好で発熱量は4,000～4,500 cal、灰分は8～15%である。大年寺層の「うわひ」や八木山層の「ほんび」の亜炭層が地表下10m以浅に分布している場合には、落盤によるかん没・地盤沈下などがおこりやすい。

八木山層の砂岩のN値は新鮮なものでは120～150と安定した地盤になっているが、風化帯では50～80程度になっている。この関係は耐圧強度にもあらわれ、青葉山地区の新鮮な泥岩は10.1～24.0 kg/cm²、風化帯では0.4～2.1 kg/cm²、砂岩では6.3～19.2 kg/cm²である。

仙台市街地に接した西南部の丘陵地帯では大年寺・八木山層を切る宅地造成が行なわれているが、ローム層・青葉山層のレキ層が頂上部をしめているので整地は北部丘陵地よりも容易である。八木山層や花壇層は地下水に恵まれないため、用水は竜の口層、亀岡層の粗粒砂岩、三滝層の集塊岩から収水している。

I. 2. 6 泥岩・亜炭 msl₂（花壇層下部）

花壇層下部花壇層の浮石質凝灰岩（Trpl）の下部の泥岩は砂質で、やわらかく（b 2）、火山灰の急降下で生成された粗悪な亜炭層を1層にはさんでいる。下部は軟質

の砂岩でレキまじりになっている。この層は北山層とよばれているものであるが図幅内での層厚が数mにすぎないので、この上に乗っている浮石質凝灰岩 (Trpl) とともに花壇層とよぶことにした。したがって地質図では浮石凝灰岩の下部に泥岩・亜炭が分布しているものとみてよい。

I. 2. 7 泥岩・砂岩 mss (竜ノ口層)

この泥岩は竜ノ口層の砂質～凝灰質泥岩で代表され、この中に4帯の貝化石がみられる。この泥岩のうち凝灰質泥岩の新鮮な部分のN値は150内外で、耐圧強度は1.38～36.1kg/cm²と竜ノ口層のうちでも強い地盤になっている。仙台市街地の高層建築物の地下室基礎はこの凝灰質泥岩を支持層としている。

竜ノ口層の泥岩中には貝がらまじり粗粒砂岩の部分があるが、仙台市周辺の深井戸ではこの砂岩が第1収水層になっている。しかし地下水位が50～60mに下がった現在では、この層からの地下水はあまり期待されなくなった。

I. 2. 8 泥岩・亜炭 msl₃ (亀岡層)

八木山層の岩質・堆積環境とほぼ共通したものに亀岡層の泥岩(おもに上部)・砂岩(おもに下部)がある。ともにやわらかい(b2)岩質になっていて、1～3層の粗悪な亜炭層をはさんでいる。亀岡層の砂岩は仙台市街地下30～50m以深に包蔵されている深層地下水の第2収水帯になっている。亀岡層中の2～3層の亜炭層の上には堆積輪廻を示すレキ質粗粒砂岩→細粒砂岩→泥岩・亜炭の2～3サイクルが規則正しく重なっている。この粗粒砂岩中の地下水は亜炭層からにじみ出す鉄分の影響をうけて鉄分を含む地下水(Fe 0.5～1.5)になりやすい傾向をもっている。

丘陵地帯のうち、北部の台の原・黒松丘陵地では亀岡層の泥岩・砂岩を切った宅地造成が行なわれているが、整地作業は17t～23tブルドーザーが使われ一部ではリッパを必要とした。泥岩の部分は水分を含むと粘土化する傾向が強いので、雨季の整地の際は湿地用ブルを必要とする。この地帯での深層地下水は亀岡層以下の地層に包蔵されていて、深井戸の深度はである。海拔高度80m地帯での深井戸は竜ノ口層の砂岩も収水層になっている。

I. 3. 固結堆積物

I. 3. 1 頁岩 sh (白沢層)

この頁岩は中新世の白沢層の主体をなすもので、柱状節理・葉状節理がよく発達し

た灰白色凝灰質頁岩からなつていて植物化石で特徴づけられる。頁岩は秋保村に近い仙台市の、西部に分布し、丘陵部の表層を20~30mの厚さで被っている。

頁岩のうち珪化あるいは凝灰岩に移行している部分は、岩片としてはややかたい(c)部分もあるが大部分はやわらかい(b)ものが多い。岩体としては節理がよく発達しているのでやわらかい(2)部類に属する。なお整地作業をする場合には、盛土の部分は岩片がすき間の多い空積(からずみ)状になり、急斜面の盛土では安定性に乏しい結果になるので、締め固めをしながら整地することが望ましい。北赤石北方の丘陵地頂上部は白沢層の頁岩で被われている。

I. 3. 2 砂岩 ss₁₋₂ (七北田層 ss₁・青麻層 ss₂)

泉町七北田地区に分布している砂岩は仙台市北西部の綱木層の凝灰岩と同時代に堆積したもので、下部は青麻層として区別されている。

この砂岩は黄褐色~暗灰色の偽層砂岩からなつていて、所々に暗灰色の頁岩をはさんでいる。砂岩層は七北田川兩岸の丘陵地に分布していて、最近住宅団地としての開発が盛んである。これは岩質がやわらかい(b2)部分が多いことと、深層地下水に恵まれているためである。砂岩中にはさまれている泥岩の一部にはややかたい(c3)部分もあつて、七北田丘陵地では深井戸掘さくを困難にする層が地表下30~50m付近に分布している。

この砂岩層は浅海性の海成層であるため、局部的に化石水の包蔵帯があつて、塩分の多い地下水(Cl 800~1,200 ppm)になりやすい。七北田川に接した黒松団地では深度180m以下の深井戸や、七北田川ぞいの深度50mの深井戸(清掃事業所)では、この砂岩層中のレンズ状の化石水包蔵帯の影響で塩分の多い地下水になつている。

泉町夷沢の砂岩中からは炭酸泉が湧出し、かつてはユニツク炭酸泉として市販されたことがある。

I. 3. 3 砂岩・頁岩互層 altssh (旗立層)

この層は灰色細粒砂岩と凝灰質頁岩からなつていて、仙台市西部の旗立を中心に分布している旗立層の主部をなしている。この層は貝化石・有孔虫化石で特徴づけられている。砂岩・頁岩は岩片・岩体ともにややかたい(c3)岩質になつている。大白山周辺丘陵を例にとると、砂岩の耐圧強度は38~93kg/cm²、凝灰質の部分では58~187kg/cm²とかなりしまつている。表層はローム層、風化帯を含めて1~4mのや

わらかい層で被われているものの、整地条件は仙台市街周辺の丘陵地よりも劣つていて、深層地下水も乏しい。整地作業には23 t以上のブルドーザーないし爆砕を必要とする部分が多い。旗立の大白荘の深井戸では、旗立層の厚さは30m内外で、この下には名取川層の集塊岩がきているため、揚水量は30m³/day程度にすぎない。

I. 3. 4 レキ岩・砂岩 cgss (茂庭層)

このレキ岩・粗粒砂岩は茂庭層に属するもので、名取川ぞいの茂庭を中心に分布し、貝化石を豊富に含んでいる。ともに固結が進んでいてややかたい(c3)岩質になっている。綱木でおこなわれた深度300mの深井戸では地表下195m以下にこの貝がらまじりのレキ岩・粗粒砂岩が分布し、地下水は量的に乏しく塩分が多い(1,455 ppm)地下水になっている。この海井戸はおもに旗立層を貫いているが、茂庭層のレキ岩・砂岩の互層は195～289m間に3帯認められ、堀止め付近には名取川層の集塊岩・安山岩がきている。

I. 3. 5 砂質粘板岩 cls (利府層)

中生代三畳紀の砂質粘板岩は利府村から多賀城町にかけて分布している。新鮮な岩片はかたい(d)が、表層の岩片岩体は細かい節理が多く、風化しているので、ややかたい(c3)等級に属するものが多い。

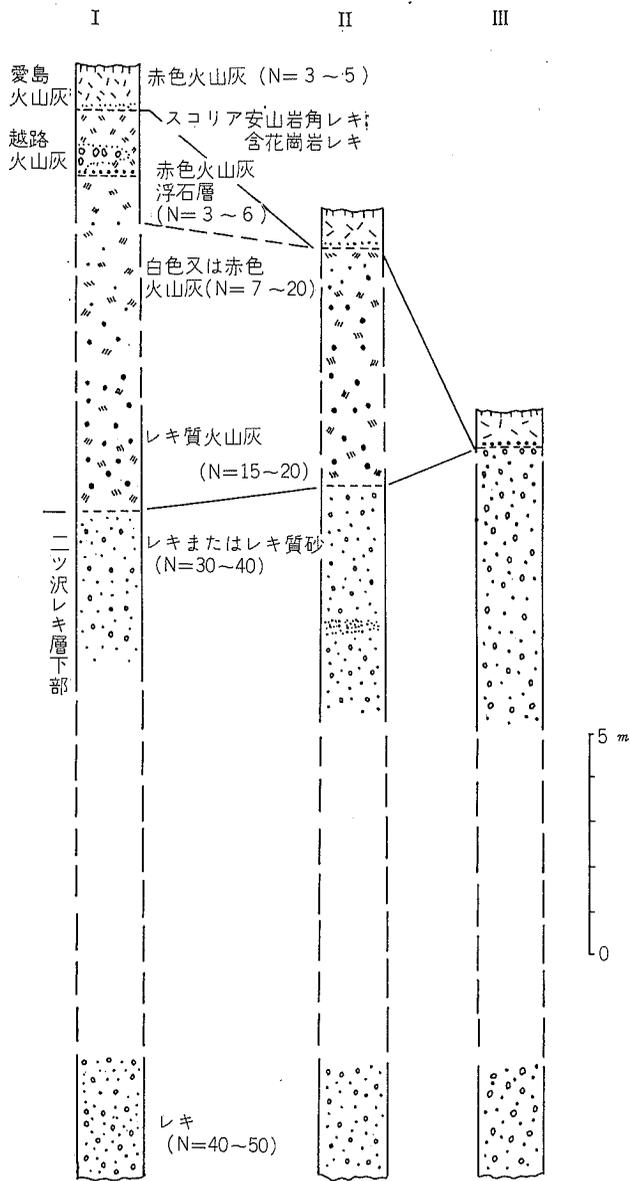
図葉内の砂質粘板岩は人家密集のため採掘困難であるが、隣接した浜田地区のものは碎石・捨石として採掘されている。

I. 4. 火山性岩石

I. 4. 1 ローム L (久保田山層)

今から約2万年前、蔵王火山などの活動が盛んであつたが、この頃に降下した火山灰・浮石・花こう岩などの細レキが丘陵頂上部に堆積した。これが久保田山層のロームで、細レキまじりの火山灰層はかなり風化してローム層になっている。このローム層は宮城教育大学が位置している仙台市久保田山周辺から青葉山～八木山～大年寺にかけての海拔高度120～16mの丘陵地帯に分布している。この層に対比できるローム層は名取川右岸地区の名取市箕輪野田山の海拔高度30～40mにも分布している。

この層は第7図に示したように上部から風化火山灰(愛島火山灰とよばれているもの)と浮石まじり火山灰(越路火山灰とよばれているもの)からなつていて、従来はこの下にくるレキ層を含めて青葉山層とよばれていた。このローム層の厚さは3～5



第7図 青葉山地区ローム層の層序とN値との関係

mであるが、海拔150～160mの丘陵頂上部では最も厚く、100m程度の丘陵になると2～3m内外になる。

このローム層のN値は地表下2.5m付近までは3程度とはなはだやわらかい(a1)が、この下の浮石まじりの部分ではN値は5～8程度になっている。ロームの一軸圧縮強度は0.21～0.91kg/cm²である。

ローム層の最上部は軟弱であるが、地表下2.5m以下では直接基礎も可能で、東北大工学部機械系の4～5階の建物では根切深度2.5mの直接基礎にしている。この深度のN値は4～8であるが、載荷試験結果では長期許容支持力44t/m²になっている。これは地下水位が低く地表下10m以下にある点が影響していて、同じ土質・N値でも地下水位が高い所では軟弱な地盤になっている。この好例は仙台市向山にある愛宕中学校の例で、このローム層のN値は3～8程度であるが、地下水位が地表下1.2mにあるため、スエーデン式サウンディングでの支持力では、地表下3mまでは0.63～1.13kg/cm²とかなり弱くなっている。

ローム層は青葉山地区だけでなく仙台市周辺の丘陵地頂上部にも広く分布しているが、その厚さは0.5～2.5m内外で、この下の基盤岩の風化帯(厚さ0.5～1.5m)とともに軟弱な地盤になっている。

I. 4. 2 浮石質凝灰岩 Trpm (花壇層上部)

この凝灰岩は第三紀鮮新世の花壇層の上部をしめるもので、広瀬川凝灰岩ともよばれている。おもに仙台市西公園下の崖や花壇周辺の露頭に分布している。霊屋橋の下には、この凝灰岩下部に垂炭を伴う化石林がみられる。浮石質凝灰岩はこのほか西は二ツ沢、北は北山地区にみられる。仙台市街地下では東北大本部～電話局～東北大付属病院にかけた北部地帯に細長く分布していて、段丘キレ層下の基盤岩になっている。

この凝灰岩は浮石(軽石)・石英・自然木炭などに富む青灰色の軟質凝灰岩で、風化しやすい性質をもっている。したがって仙台市街地下の基盤岩では深層風化がかなり進んでいる部分があつて、風化帯の厚さは2～8mに達している(高位段丘レキ層の基盤岩の項参照)。凝灰岩の新鮮なものの耐圧強度は程度10.1～39.4kg/cm²であるが、風化したものでは0.38～5.3kg/cm²と弱くなっている。地下水は乏しく、戦時中掘られた数多くの横孔ではほとんど湧水はみられない。

I. 4. 3 角レキ凝灰岩 Trbr_{1~4} (湯元凝灰岩 Trbr₁, 羽山凝灰岩 Trbr₂, 深山凝灰岩 Trbr₃, 綱木層 Trbr₄)

安山岩質の角レキを多く含むこの淡黄褐～青灰色凝灰岩は第三紀中新世の綱木層・七北田層上部にみられる。仙台市北西部では、綱木層の上に羽山凝灰岩、湯元凝灰岩の順にかさなり、また泉町七北田地区では七北田層の上に深山凝灰岩⁷⁾がのっている。このほか名取市高館山の西側には槻木層の砂質凝灰岩がみられる。これらの岩質には多少の変化があつて、浮石を含むものでは多孔質になつている。秋保採石場から切り出されている秋保石(湯元凝灰岩)はこの代表で、仙台周辺から産出される軟岩のうちでは良質のほうであるが、砂質のものは凍結に弱い傾向をもっている。

この凝灰岩の岩質は岩片・岩体ともにややかたい(c3)が、岩質で亀裂の多い部分ではやわらかい(b2)岩質になつている。綱木層中の浅層・深層地下水はさほど豊富でなく、深層地下水を利用してゐる深井戸では老化が早い。地層の傾斜が急で、亀裂が発達している地帯には湧泉がみられ、このような条件をもつた低地帯で掘つた深井戸は自噴井になる傾向をもつていた。仙台市鉤取周辺の深井戸はこの好例であるが、近年深井戸の増加につれて自噴はみられなくなつた。

I. 4. 4 集塊岩 Ag (三滝層 Ag₁, 高館層 Ag₂)

ここにいう集塊岩は安山岩塊～角レキが火山灰～熔岩で凝結されたものの総称で、正しい意味での集塊岩にみられるような火山弾は含まれていない。この暗灰～暗褐色の集塊岩は第三紀鮮新世の三滝層や中新世の高館層の分布地である権現森・蕃山・高館山周辺に典型的に分布している。このほか多賀城町～利府村の丘陵にも高館層に対比できる集塊岩が露出している。集塊岩は安山岩と互層関係にあるが、水平方向だけでなく垂直的にも安山岩にうつりかわつている場合も少なくない。したがつて原石山では安山岩の追跡が困難な場合がよくある。

平野下の基盤岩にも集塊岩がみられるが、多賀城町浮島地区では地表下40m以下に粘板岩塊をもつ集塊岩・角レキ凝灰岩(多賀城層とよぶことにした)が、仙台市中野高松地区では地表下30m以下に三滝層の集塊岩質～安山岩帯がみられる。このような関係は海底下にのびて、図幅北東端の海域では暗礁となつて突出している。

集塊岩を岩片としてみると、安山石塊はかたい(d)が、安山岩を包んでいる凝灰岩質の部分はやわらかい～ややかたい(b～c)ものが多い。集塊岩に近い性質をもつ

た高館層の角レキ質凝灰岩の耐圧強度は 25.2~51.9kg/cm²、風化したものでは 13.8 kg/cm² の弱いものもある。岩体としてのかたさは安山岩に近いものもあるが、ややかたい (c 3) 程度とみてよい。集塊岩のうち砂質~角レキ質凝灰岩に近い性質をもった部分は深層地下水の収水層になりうるので、仙台市西部市街地に接した折立団地周辺の深井戸は、安山岩流の間にはさまれている集塊岩をストレーナー位置にて揚水している。仙台市街地のうち仙台駅から北西にあたる市街地では、地表下150~180m 以下にはこの集塊岩がきていて、有力な収水層になっている。多賀城町山王~浮島地区平野下の深層地下水は高館層と同時代の塩釜集塊岩 (多賀城層下部) 中に包蔵されているが、塩分が 2,000ppm 内外になっている。

I. 4. 5 安山岩質岩石 Ab_{1~3} (三滝層 Ab₁, 高館層 Ab₂・その他 Ab₃)

この安山岩は三滝層と高館層の主体をなすもので、ともに両輝石玄武岩質安山岩からなっている。安山岩は広瀬川・名取川の上・中流地域に分布していて、海拔高度 250~300m 以上の独立した山体を構成しているのが特徴である。仙台市北西部にそびえる権現森・蕃山は三滝層の、名取市高館山周辺には高館層の安山岩が主体になっていて、前項でのべた集塊岩・角レキ質凝灰岩の互層もみられる。

この安山岩は岩片・岩体ともにかたく (d 4)、新鮮なものの耐圧強度は 107.1~122.1kg/cm² 程度である。しかし赤褐色に風化したものや亀裂が発達したものはかなり弱くなっていて 26.7~52.7kg/cm² になっているものがある。このように安山岩分布地の未風化帯はダムサイトなどの適地にはなりうるが、集塊岩・角レキ質凝灰岩に移行する傾向があるほか、節理面にそつた粘土化が進行していて、工事中やたん水後に漏水・変状をきたすものになるので注意が必要である。原石山もよほどの好条件 (Ab₃)、がないかぎり安山岩は集塊岩帯に移行することを忘れてはならない。未風化安山岩のうちでも節理・盲節理が発達しているものは良質の骨材になりえないが、その他の堅固でち密なものは間知石・捨石・砕石に利用されている。伊達政宗が築城した仙台城 (青葉城) の城壁の石組みは権現森のふもとにあたる山屋敷から切り出されたもので、360年をへた今日でも安山岩はそのままの形になっているが、大玉石を利用した野面積^{のつらつみ}では弱い部分に玉ねぎ状の風化がみられ、一部でははらみが進行している。

I. 4. 6 流紋岩質岩石 Rh

流紋岩は図葉西辺の名取川右岸に小規模に分布している。これは灰色のかたい岩片岩体（d4）からなっている。槻木層の凝灰岩とはほぼ同時代に生成されたもので、凝灰岩に漸移するため原石山としての価値は低い。

II. 応用地質

II. 1. 地すべり・山くずれ・かん没（鉱害）

II. 1. 1 地すべり・山くずれ

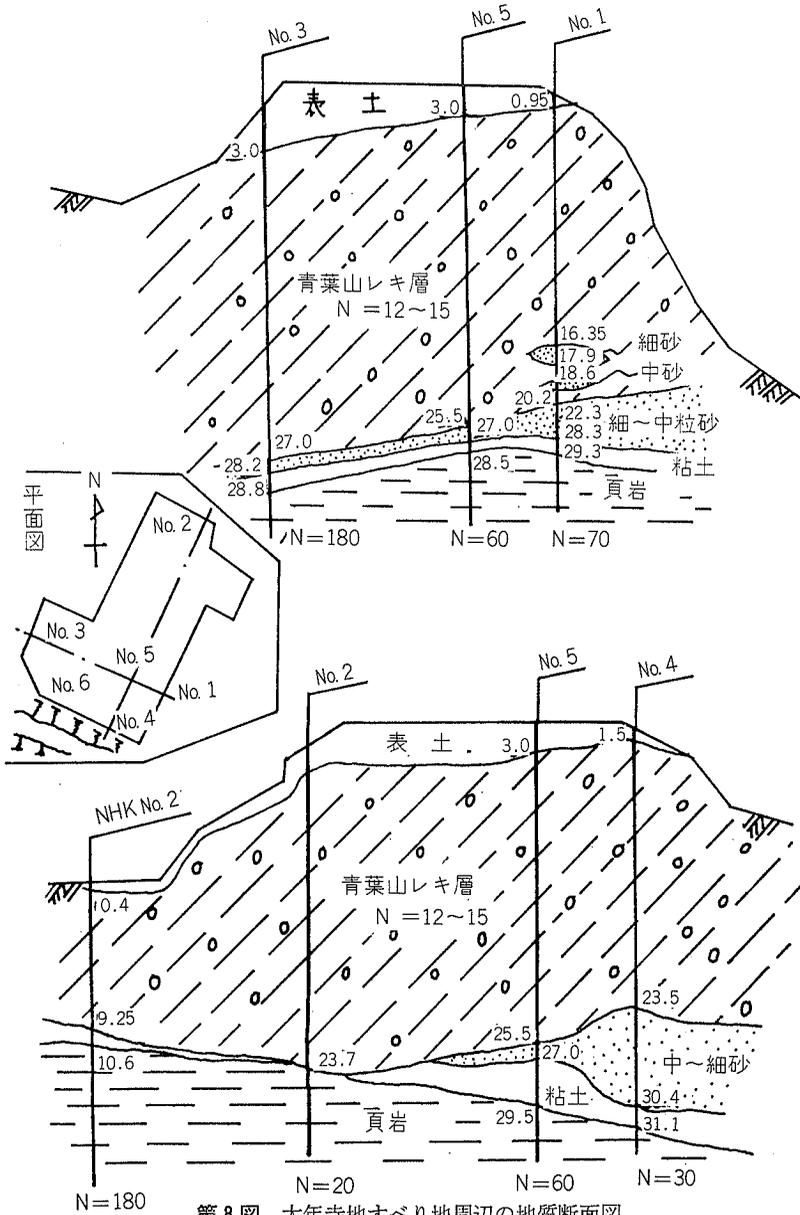
地すべり山くずれ地すべりは仙台市街地に接した丘陵地に進行中のものが点在しているほか、山くずれは名取川に沿った丘陵地に小規模ながら認められる。これらのすべりは現在でもゆるやかな滑落運動を続けているが、森林の皆伐・切取整地工事・開こんなどの進行につれてほかの地区にも新たな地すべり地の前兆がみられるようになってきた。典型的に発達している地区は次の通りである。

地区名	すべり面
(イ) 仙台市大年寺	洪積砂レキ層（青葉山層）と新第三紀泥岩～砂岩（大年寺層）または八木山層との間
(ロ) " 金剛沢	
(ハ) 仙台市放山	新第三紀の浮石質凝灰岩と硬質泥岩との間（ともに三滝層）
(ニ) 仙台市茂庭	新第三紀の角レキ凝灰岩～集塊岩と風化帯との間（ともに高館層）
(ホ) " 大沢	
(ヘ) 仙台市人来田	同上岩石の山くずれ

以上の変状地はともに青葉山を中心とした隆起帯や、大沢～放山破碎帯にそつて分布している。

大年寺地すべりがみられる仙台市大年寺一帯⁹⁾¹⁰⁾は地すべり地として有名で、丘陵頂上部を境にして北側には野草園の地すべりが、南側には画扇園の地すべりがみられる。

野草園地すべりの最近の移動量はその末（舌）端部では年間0.5～1mの移動量を示し、とくに6～10月間に進行がみられる。本年10月の記録では50mm程度の雨量になると3mm/日内外のすべりが認められる。隆起帯の一部には山くずれが発生しているほか、地すべり末端部に沿つて掘つた排水溝にも変状がみとめられる。この地すべりのすべり面の深さは10～20mで、泥岩とレキ岩の境界付近には10～25cmの厚さ



第 8 図 大年寺地すべり地周辺の地質断面図

のすべり粘土が分布している。大年寺地すべり地の頂上安定帯に位置している仙台放送テレビアンテナの基礎工事には大口径くい打ち工法がとられた。これは径1 m、長さ30mのくい16本を打ち、自立式鉄塔の脚4基を、1基あたり4本のくいできさせている。くいの支持層は大年寺層の泥岩で、クイ先端部の約5 mは泥岩の中にはいつている。

金剛沢地すべりは大年寺地すべりと共通した要素をもつていて、現在営林署の手で水平ボーリングによる水抜き工法がとられている。この地すべりの末端部には亜炭坑が存在し、坑道天端とすべり面までの間は5～10mにすぎない。

放山地すべりは広瀬川左岸ぞいの丘陵地におこっている地すべりで、国道・工業用水路建物に影響を与えている。この水路はすべりによる変状を予想して、ブロック積み部分とエックスパンションジョイントで連結している。昭和34年度に施行したブロック積開渠は37年5月に崩壊復旧、40年6月に崩壊寸前に復旧現在にいたっている。このそばを通る国道も年間10cm程度隆起し毎年補修している。コンクリート水路のうち安定帯との境界にできた最大のクラックは40年度末までに水平的に40mm、垂直的に60～100mmの移動量を示している。以上の変状の進行は震度3以上の地震時や、20mm以上の降雨に影響されることが多い。

茂庭地すべりも国道の一部が名取川河岸に向つて移動をつづけ路面の沈下・亀裂などが認められる。現在集水井による排水が試みられている。

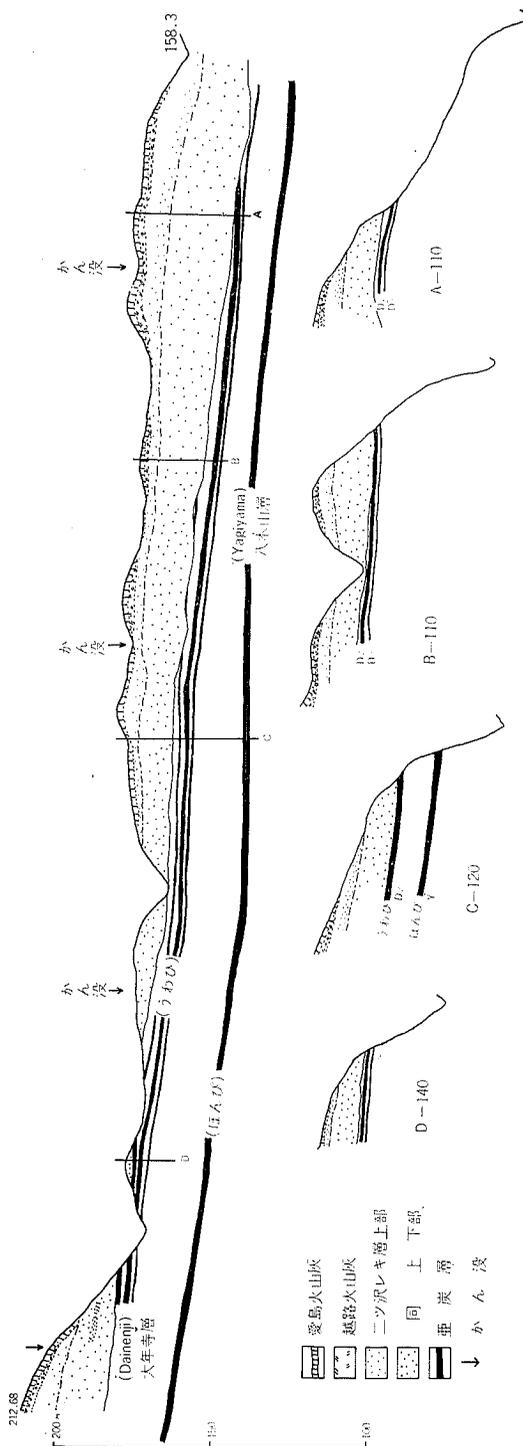
大沢地すべりは耕地と道路に影響を与えている。すべり面になつている角レキ凝灰岩・安山岩の風化帯付近をずい道でぬく排水工事がすすめられている。

人來田山くずれは角レキ凝灰岩の亀裂から湧出している湧水帯が影響して山くずれがおこっている。安山岩・集塊岩分布地のうち、大沢～放山断層線にあたる地帯では、規模の大きい切取工事に誘発される地すべりがおこる可能性があるので注意が大切である。

II. 1. 2 かん没（鉱害）

最近になつて亜炭廃坑の落盤でおこるかん没がめだつようになつてきた。かん没が起こりやすいのは坑道が浅い位置にきている地帯で、坑道が地下4 m以内にきている所では、かん没がおこりやすい。

鉱害地¹⁰⁾は青葉山ゴルフ場周辺から竜の口をへてニツ沢芦の口にかけて亜炭の産地



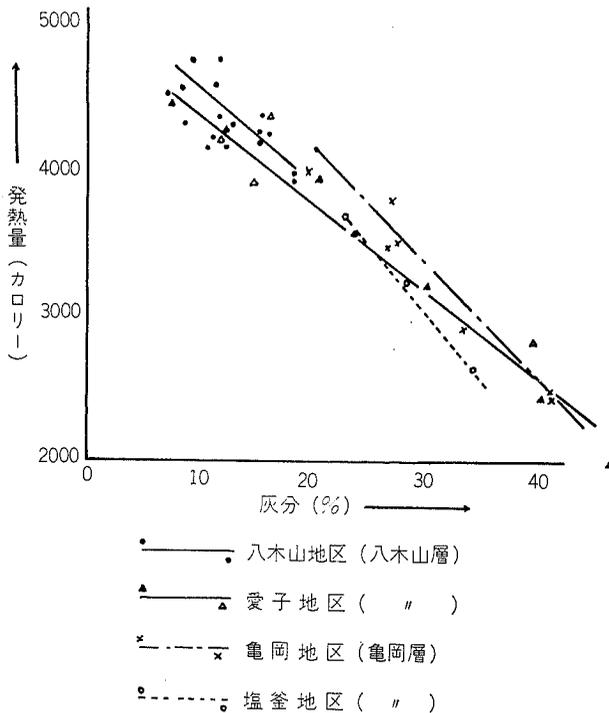
第9図 仙台市青葉ゴルフ場南側開拓地のかん没（鉱害地）

で、青葉山層のレキ層の直下にきている亜炭層を掘つた地帯では、坑道が地表下7～10mの位置にあつてもかん没がおこつている。坑道の深度が20m内外であつても、坑道上の岩層（かぶり）の大半がレキ層で、そのうえ坑道をささえている新第三紀層が砂岩で、地下水で飽和されている所では、落盤・かん没の危険性をもっている。坑道が地表下40mの深部にある地帯をボーリングしてみると、坑道上20m内外までは亀裂の多いコア採取率の悪い地盤になつている。

II. 2. 鉱 床

II. 2. 1 亜炭・埋木

仙台周辺丘陵地は亜炭・埋木の産地として有名で、現在は仙台・愛子地区とも八木



第10図 仙台圏内の亜炭の炭質 (発熱量・灰分)

山層の亜炭（ほんび）を採掘している。終戦前後の最盛期には大年寺層・北山層・亀岡層からも採掘された。当時は月産600～1,000 t級の山は5炭鉱を下らなかつたが、現在の仙台地区は2炭鉱（竜の口・金剛沢）を残すのみで、その出炭量もともに月産50 t程度である。愛子地区の2炭鉱（高圧・宮大沢）は現在もそれぞれ200～100 t程度を維持している。八木山層の亜炭層の厚さは0.5～0.9mで、八木山地区の亜炭層中には埋木細工の原料になる埋木³⁾（木目のはつきりした巨大な幹の炭化したもの）がはさまれている。炭質は木質で、4,000～4,500cal、灰分は8～15%である。愛子地区の亜炭は仙台地区にくらべると灰分・硫黄分がやや多い傾向がみられる。

II. 2. 2 カオリン粘土

つつみ（塊）焼人形は郷土玩具として親しまれてきたが、この原料は仙台市台の原瓦山付近のカオリン粘土¹³⁾が使用されていた。この粘土を利用した土瓦・陶管・かめなども作られ、瓦山の地名もこれからきている。しかし粘土の産地は住宅化につれて採取困難になり、現在は仙台市鶴ヶ谷・案内、泉町七北田堰場、宮城村大竹などの地区に求めている。

台の原や大竹地区の粘土は段丘レキ層下の竜の口層の泥岩の風化粘土で、鶴ヶ谷・案内や七北田地区のものは七北田層の泥岩の風化帯の粘土である。この粘土層は淡褐・淡緑・灰白色で、0.5～1 mの厚さで分布している。

粘着力・けん濁性が大きいいため砂分の少ないものはボーリング・さく井の泥水用の粘土として利用されている。

この粘土の分析値は次の通りである。（大竹地区）

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	灼 減
60.92	24.60	2.52	0.88	0.50	1.24	0.80	8.12

（共立窯業原料K. K. 分析）

II. 2. 3 砂 鉄

図幅地域内の砂鉄¹²⁾は仙台市出生梨野の山砂鉄と仙台市戸井浜の海砂鉄とがある。

梨野地区は凝灰質岩石（綱木・旗立層）中に含まれている第三紀砂鉄層で、鉱体の層厚は2～3 mである。鉱石はおもに磁鉄鉱粒の集合体で暗緑～暗褐色である。品位の1例を示すと並鉱では、Fe 45.48%、TiO₂ 27.29%、下鉱ではFe 25.05%、TiO₂

2.83%ある。終戦まで不二越鉛業KKが名取鉛山として採掘していたが昭和20年以降休止している。

井戸浜地区は砂丘～沿岸州の発達している地帯で、沖積砂層中に数層の砂鉄層をはさんでいる。砂鉄層の厚さは1～20cm内外であるが連続に乏しい。鉛石は磁鉄鉛・チタン鉄鉛・しそ輝石がおもで、品位はA級で Fe 17～22%，平均19%，TiO₂ 1～3%，平均2%でチタン鉛としては貧鉛に属する。この地区の砂鉄の埋蔵量は4万t程度で、層厚・品位・開発の歴史などから判断すると今後の開発も困難である。

II. 2. 4 ゼオライト（沸石）

三滝層の安山岩中には見事なゼオライトの結晶が存在しているほか、三滝層・白沢層の凝灰質岩石中にもイオン交換物質として利用されるゼオライトが含まれている。しかし開発の対象としては疑問で、今後の研究・調査にまつものがある。

II. 3. 温泉・鉛泉

広瀬川上流（図葉地域外）には作並・赤生木温泉があるが、この流末にあたる愛子・折立地区も微温泉の所在地として知られていた。最近は深度200m程度のボーリングがおこなわれて、温泉の開発が進められている。図葉地域内では折立温泉があり、動力で72.6l/minを揚湯している。泉温は28°C、比重1.0003（20°C）、pH 8.3の単純泉で、ほとんど無色透明、かすかに炭酸味をもっている。

名取川上流の秋保温泉の流末にあたる茂庭・人來田地区の開発も盛んで、図葉地域内には茂庭の松場温泉と人來田の茂庭温泉とがある。ともに200～250mのボーリング孔から動力揚湯している。松場温泉の湧出量は18l/min、泉温は25.5°C、比重1.0063である。泉質はpH 7.6のホウ酸食塩泉で、かすかに白濁、甘味をもっている。茂庭温泉は松場温泉より下流に位置している関係で泉温は19.°C、比重1.0137であるが湧出量は多く142.9l/minを動力揚湯している。泉質はpH 6.25の含ボウ硝食塩泉で、かすかな硫化水素臭と甘味をもっている。

七北田中流の泉町実沢は古くから炭酸泉の産地として知られ、現在もボーリング孔から湧出している。かつては液化炭酸（ドライアイス）として冷凍・消火用に利用したほか、沢水に炭酸を圧入し、ユニツク炭酸水として県外にも発送したが、昭和19年以来休止の状態にある。

II. 4. 石 材

II. 4. 1 岩安山

三滝層と高館層の安山岩のうち、良質の部分は捨石・間知石・砕石¹⁾に利用されている。

三滝安山岩 (Ab₁) の産地は仙台城に近い²⁾ため築城用材に多量に使用されたほか一般には墓石・土台石・敷石などに利用された。近年は砕石ブームの波にのつてこの方面の開発が盛んで、仙台市折立に近い作並街道 (国道48号線) ぞいの部分で東北スーパーKKが日産 50m³ 程度を採掘している。

高館安山岩 (Ab₂) は名取市高館地区に良質のものが分布し、東京石灰工業KKでは日産 300m³、渡幸木材KK砕石工場では日産 50m³ 程度を採掘している。この地区の安山岩は集塊岩凝灰岩に移化する傾向があるので、開発にあたってはこの点の調査が必要である。近くは高館山の背後にあたる愛宕山の開発が準備されつつある。このほか、名取川ぞいでは仙台市北赤石亀ヶ森の安山岩が北赤石石材KKの手で開発され、日産 50m³ 程度を産出している。愛宕山・亀ヶ森のように独立した山体の安山岩 (Ab₃) は集塊岩・凝灰岩の部分が少なく安定した産状を示している。

以上の安山岩の骨材試験結果は次のようになっている。

第1表 安山岩骨材試験結果

産 地	岩 石 名	比 重	単 位 重 量	吸 水 率 %
名取市熊野堂	安 山 岩	2.70	1.63	2.90
名取市高館	安 山 岩	2.68	1.53	1.80

フルイ粗粒率 %	洗い試験 %	スリヘリ減量 (ダブル試験)	安定性 %	依 頼 者
6.68	0.09	11.4	7.4	日 鉄 鉱 業
8.45	—	25.0	3.0	東 京 石 灰

東北工学部試験資料

II. 4. 2 砂 利

七北田川、広瀬川・名取川の現河床から砂利が採取されているが、その砂利の特性についてはレキ・砂 (現河床) の項でのべた通りである。全般的な傾向としては七北

田川はおもに砂を、広瀬川は切込砂利を採取し、名取川は砂・切込砂利・玉石を含む砂利をほぼ平均に産出している。この傾向は次に示す40年度許可採取量にもあらわれている。

第2表 昭和40年度砂利採取許可量

河川名	砂	砂利	切込砂利	玉石
七北田川	17.1	0.3	1.6	0.4
広瀬川	3.8	0.4	7.7	1.1
名取川	5.0	2.1	5.5	2.4

(単位千 m^3), (小数第2位以下四捨五入)

宮城県河川課資料

II. 5. 水資源

II. 5. 1 河川水

広瀬川は上流の大倉ダムから放流した河川水10万 m^3 は仙塩工業用水¹⁾として仙台市郷六地内の四ツ谷せき(堰)から導いて利用している。現在の給水量は3万 m^3 /day程度で余力をもっている。この取水地点から名取川合流点までの間は発電用水(水力・火力)・かんがい用水に利用されている関係で量的に乏しく、広瀬橋下の最小流量は0.06 m^3 /sec内外で、ほとんどの表流水が厚い河床下を伏流するようになる。

名取川の表流水もさほど豊富でなく、仙台市栗木渡の市水道水源の計画では2万 m^3 /dayを取水する計画に対して、渇水期には7,000 m^3 /day程度までさがることがある。名取橋下の調査地点での最小流量は0.02 m^3 /sec内外で、前者同様ほとんどが伏流水になっている。広瀬川との合流点以下では伏流水が河床に湧出合流するため水量は多くなるが、河口から4km以内は感潮区域になる可能性をもっている。しかし名取橋下での最大流量は400 m^3 /dayを越しているので、河口湖の建設も有望で、人造湖の淡水は工業用水源に直接利用できるだけでなく、湖からの浸透水や人工注水は深層地下水の塩水化防止に役立つものがある。

七北田川の河川水は大部分が農業用水として利用されているため渇水期にはほとんどなくなり、下流の仙台市田子付近でも0.02 m^3 /sec程度である。

II. 5. 2 伏流水

図幅地域内の伏流水分布地¹⁶⁾は次の3地区が代表的である（未固結，レキ・砂 gs_1 参照）

1. 仙台市広瀬橋下流地区（広瀬川）
2. 仙台市名取川上下流地区（名取川）
3. 泉町七北田橋上流地区（六北田川）

広瀬橋付近は長町～利府構造線の影響で砂レキ層が厚く堆積し30m内外の厚さになっている。良質の伏流水は深度10m以内に分布し、これより深くなると鉄分が多くなる（ $0.2\sim 1.5\text{ppm}$ ）傾向をもっている。揚水量は径2～4m、深度7～9mの手掘井戸で $4,000\sim 6,000\text{m}^3/\text{day}$ である。影響半径の実測値では $4,000\text{m}^3/\text{day}$ のときは57m、 $6,800\text{m}^3/\text{day}$ では115mになった。

水温は伏流水特有の傾向を示していて、最低は2～3月で 9°C 、最高は10月中旬の 17.5°C （まれに 18.5°C ）で、その年較差は 8.5°C になる。これを仙台の月平均気温と比較すると、その極値の遅れは最低温度では1ヶ月、最高温度では3ヶ月である。また較差は気温の 26.8°C にくらべるとわずかに 8.5°C で、ごく小さいことがわかる。

名取川の伏流水も広瀬川とほぼ共通した傾向がみられ、広瀬橋～名取橋間の市街地下も伏流水分布地とみてよい。したがって地下室工事ではかなりの湧水があるほか、急に地下水位を下げた場合には付近の井戸に対する干渉の対策を考慮しておく必要がある。

七北田川の伏流水は前者よりも小規模で、泉町簡易水道水源井では径1m、深度5mの手掘井戸で $580\text{m}^3/\text{day}$ 程度の揚水量である。

II. 5. 3 浅層地下水

丘陵・段丘・平野ともに浅層地下水にはさほど恵まれていないが、仙台市街地の段丘レキ層中のうちリン酸・カルシウム分に富むものは酒造用水に使用されている。仙台周辺の浅層地下水の利用にあたっては雨季には豊富になるが、冬季間には欠乏するのが常であること（日量 $1\sim 3\text{m}^3$ ）、異常な湧水がある場合は水道管・下水管破損などによる影響であること、青～緑色の砂レキ層の地下水は鉄分を多く含むことなどの点を知っておく必要がある。臨海部の浅層地下水¹⁸⁾は塩水化していて、貞山堀ぞいでは塩分が $6,000\sim 12,000\text{ppm}$. に達している。

II. 5. 4 深層地下水

仙台市街地、これに近接した丘陵地や平野は深層地下水¹⁴⁾¹⁵⁾に恵まれているが、安山岩分布地やこれをとりまく丘陵地は乏しい傾向をもっている。

仙台市街地、その周辺丘陵地の収水層は鮮新世の竜の口層・亀岡層の砂岩、三滝層の集塊岩がおもで、最近はこれらの地層をつらぬく深度180~300mの深井戸から500~800m³/day揚水している。丘陵地帯の一部では中新世綱木層の砂岩を収水層にしている。平野地帯では洪積世蒲生層のレキ岩が収水層で、深度30~40mの深井戸から300~600m³/day程度を揚水している。以上の代表的な深井戸の収水層のストレーナ一位置は地質図の柱状図に示してある。

図幅地域内全般に地層地下水利用が急激に増加したため、仙台市街地では深井戸が過密状態になりつつある。最近の自然水位50~60m、揚水水位は80~120mにまでさがつていて、水中モーターポンプの位置は150mのものも珍しくなく、200mも出はじめています。したがって水温も上昇の傾向にあつて昭和30年当時の地下増温率24.2m/°Cよりも大きくなりつつある。これに伴って鉄分も多くなる傾向がみられる。泉町黒松団地や七北田川ぞいの丘陵地では化石水の包蔵帯が、また海岸平野では地下水位の低下に伴う塩水化がみとめられる。

II. 6. 地盤

図幅地域内の地盤種別区分は第11図のようになっている。

II. 6. 1 丘陵地

丘陵地の地盤は新第三紀層で構成され、安定した第1種地盤になっている。したがって中・高層建築物でも直接基礎が可能である。ただし地すべり・山くずれ・鉋害分布地¹⁶⁾に注意する必要がある。

半固結岩石の耐圧強度とN値との関係は第12図に示したようになっている。泥岩ではある巾をもつた相関関係 ($qu=0.4N\sim 1.8N$) がみられるが、凝灰岩では $qu=-1.6N+220$ から $qu=-1.67N+300$ の範囲内の負の相関関係にあつて、泥岩よりもろいことがわかる。

丘陵地のうち仙台市街地に近接した青葉山を中心とした丘陵頂上部だけは洪積世のロームとレキ層が厚く分布している関係で第2種地盤に相当している。したがって中・高層建物ではレキ層を支持層としたくい基礎(くい長7~10m)にしているが、中



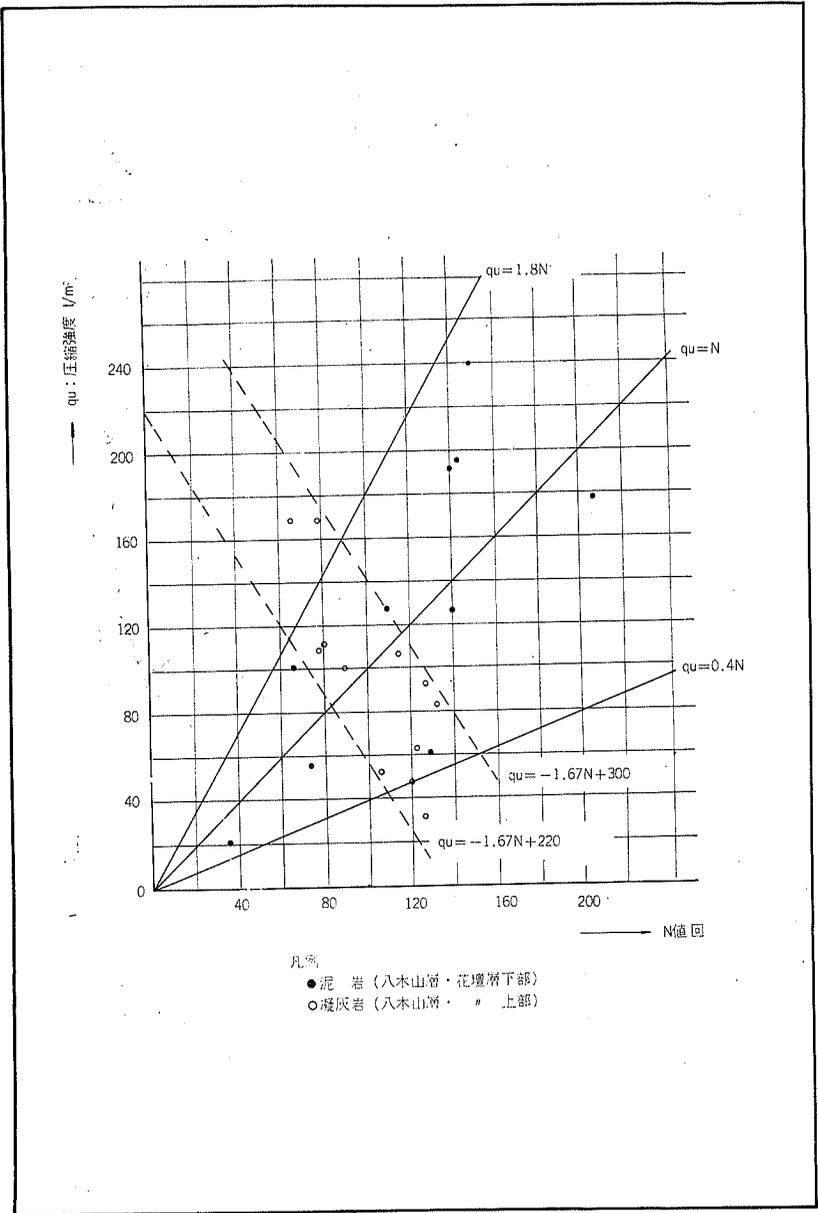
第11図 仙台圏幅地内の地盤種別

層建物の場合は根切深度 2.5m の直接基礎にしている。

Ⅲ. 6. 2 段丘地

段丘地帯は新第三紀基盤岩の上に厚さ 4～7m の河岸段丘レキ層がのる地盤なので、第2種地盤に相当している。したがって中層建物では直接基礎でもよいが、高層建物では基盤岩を切る地下2階の地下室工法がとられている。基盤岩は竜の口層の凝灰質泥岩で耐圧強度は $6.4\sim 36.1\text{kg/cm}^2$ 程度で、深層風化・節理発達程度で差がでてくる。花壇層の浮石質凝灰岩では $2.1\sim 14\text{kg/cm}^2$ 程度で、風化岩ではかなり弱くなっている。

低位段丘地帯のうち、長町～利府構造線の前面の苦竹・宮城野原・長町低地では、下町段丘レキ層の泥が 3～5m の厚さで表層をおおっているため、中層建築物ではレキ層を支持層とするくい打ち (5～8m) が行なわれている。直径 0.3m の既製コン



第12図 仙台市周辺の新第三紀層の圧縮強度とN値との関係

クリートくいの場合の極限支持力をもとめ、その $\frac{1}{3}$ をとると38~41t/本となる。

II. 6. 3 低地（平野）

平野地帯の地盤種別は第3種と第4種の地盤に相当している。平野の大部分の地域は第3種地盤で、泥・砂・レキからなる沖積層とその下にきている洪積レキ層で構成されている。ただし後背湿地にあたる泥炭・泥の分布地ではN値5以下の軟弱地帯になつていて第4種地盤になつている。

表層地質からみた地盤種別は常時微動測定値²²⁾とほぼ一致し、第3種地盤の分布地での卓越周期は0.40~0.68sec、第4種地盤では0.94~1.45secである。

なお仙台新港建設予定地（七北田川左岸中野地区）で行なつた弾性波式探査では次のような結果になつている。

第3表 仙台平野の弾性波速度

層序区分	地層名	弾性波速度	地質
表層	深沼層 霞ノ目層 福田町層	600~1,000m/sec	田畑土壌およびゆるい砂層
第2層	岩切層	1,100~1,500m/sec	砂岩(粘土層を含む)
第3層	蒲生層	1,500~1,800m/sec	砂レキ層
第4層	竜ノ口層 亀岡層	1,900m/sec	第三紀層 基盤

臨海地帯¹⁹⁻²²⁾の砂層の分布地では低層建築物は直接基礎も可能であるが、地下水位が高いため中層建築物ではくい基礎がとられている。この場合の支持層は岩切層の貝がらまじり細~中粒砂層で、くい長は7~10mの例が多い。第4種地盤にあたる後背湿地の中心部では、泥炭・有機質粘土の厚さは8m、この下の貝がらまじり細砂層のうちN値5内外の部分が4m以上もつづいているので、支持層が地表下20m付近でなければ求められない所もある。

平野地帯のくい基礎の支持層となりうる地層は浅部の貝がらまじり砂層（地表下3~7m以下）、中間層のレキ層（地表下10~20m以下）、深部の泥岩・凝灰岩（地表下

30~60m以下)の3層になっている。中間基礎の一部と深層基礎は支持層に到達する深度からみて鋼管くいになる。

軟弱地盤の土木構造物についてはいろいろの対策がとられているが、仙台バイパスの例²³⁾では爆破による軟弱層の置換工法が効果的であること、ウエルポイント工法では周辺地区の圧密不等沈下がおこりやすい点などがあげられている。他地区の泥炭層で行なつたウエルポイントの例ではその影響半径は日数とともに拡大して100m内外にまでおよんでいる。

感謝のこたへ

図幅丘陵地の調査地質図の整理にあつては、宮城教育大の増田孝一郎助教授、東北大工学部山崎芳徳氏の協力におうところが大きであつた。またボーリング・深井戸の資料の整理・作図にあつては東北大教養部の伊藤正宣、松永雄一、田村明彦の諸氏から献身的な援助をうけた。宮城県開発計画・医務業務・河川の各課および東北地質調査業協会の諸氏からは資料の提供をうけた。筆をおくにあつて心から謝辞をささげたい。

III. 資 料

- 1) Hanzawa, S. et. al., (1953): The Geology of Sendai and its Environs, Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.), Spec. Vol. 1, No. 4 pp. 1~48
- 2) Okutsu, H. (1955): On the Stratigraphy and Paleobotany of the Cenozoic Plant Beds of the Sendai Area, Ibid., Vol. 26, pp. 1~75.
- 3) 奥津春生 (1965): 地質と化石, 宮城県史, 第15巻 (博物), 315~449頁。
- 4) 奥津春生 (1957): 七北田川流域地質調査: 工業用水路系統選定調査報告書, 昭和31年度総合調査, 宮城県総合開発室, 26~37頁。
- 5) 奥津春生 (1963): 仙塩海岸底質鉱物分析, 仙台湾開発調査報告書 (其の3), 第二港湾建設局, 宮城県, 131~141頁。(1964) 底質調査 (5~1), 地盤調査 (6~1), 石質調査 (6~3), 同上 (其の6), 114~128, 175~177, 181~187頁。
- 6) 奥津春生 (1960): 仙台平野下に分布している第4系の地質と植物遺体について, 東北大学理科報告 (地質学), 特別号第4巻, 448~460頁。
- 7) Shibata, T. (1962): Geology of the Sendai and Nanakita-Sanbongi Areas, Miyagi Prefecture, Ibid, Vol. 34, No. 3 pp. 239~301.

- 8) 生出慶司 (1958): 仙台市付近の第3系の再検討 (予報), 地球科学, 第37号, 60~66頁。
- 9) 奥津春生 (1963): 仙塩臨海, 仙南工業地帯の土地条件からみた地盤・地下水・地すべり問題—開発地質学の1例として—日本地質学会東北支部総会野外討論資料, 15~33頁。
- 10) 奥津春生 (1964): 仙塩臨海工業地帯を例とした開発地質学, 土質工学会東北支部昭和39年度夏季講演会要旨集 (地域開発における土質工学的問題点), 10~23頁。
- 11) 小貫義男 (1963): 東北地方の碎石資源に関する土木地質学的調査研究, 東北開発研究, 第3巻, 第1号, 136~140頁。
- 12) 渡辺万次郎, 鈴木光郎 (1953): 仙台西方地区の砂鉄鉱床, 東北地方の砂鉄資源, 東北地方基チタン砂鉄調査委員会報告書, 136~137, 147~151頁。
- 13) 岡田久, 丹野晴夫, 野田素子 (1961): 仙台市台ノ原および宮城村落合のカオリン粘土, 宮城県の工業用鉱物資源, 第1輯, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会報告書, 36~39頁。
- 14) Okutsu, H. (1962): On the Geology and groundwater Hydrology of the Sendai Area. Sci. Rep. Tohoku Univ., Special Vol., No. 5, pp. 349~360.
- 15) 奥津春生 (1962): 仙塩臨海工業地帯の深層地下水の水質の問題点と地質, 水処理技術, 第3巻, 第7号, 1~6頁。
- 16) 奥津春生 (1964): 宮城県仙塩・仙南工業地区の伏流水の水質の問題点と地質との関係, 同上, 第5巻, 第22号, 1~14頁。
- 17) 奥津春生 (1963): 宮城県の工業用水—とくに仙塩臨海工業地帯の地下水, 工業用水, 第63号, 38~44頁。
- 18) 奥津春生 (1965): 臨海沖積平野下の塩分・鉄分と塩水化の1例, 日本地下水学会誌, 第8号, 3~7頁。
- 19) Okutsu, H. (1963): Some Problems of the Applied Geology of the Quaternary Lowland Deposits in the Sen-En Coastal Industrial Area, Res. Bull Saito Ho-on Kai Museum, No. 32, pp. 46~50.

- 20) 奥津春生(1965): 仙台湾臨海地帯の地質, 仙台湾臨海地区の地盤, 都市地盤調査報告書, 第10巻, 第3章, 15~26頁。
- 21) 金井 清(1965): 仙台湾臨海地帯における常時微動による地盤調査結果, 同上, 第7章 57~65。
- 22) 奥津春生(1965): 仙塩臨海工業地帯沖積平野下の地質構造と工場適地立地条件としての地盤・工業用水の調査研究(第2報), 東北開発研究, 第4巻, 第1号, 85~90頁。
- 23) 福島淳一, 鈴木幹雄, 鈴木甚一(1966): 泥炭層(PEAT層)における軟弱地盤の処理工の2, 3について(総括), 仙台土木事務所調査報告書, 1~10頁。
- 24) 小野末雄: 軟弱地盤基礎改良のための試験盛土について(未定稿), 同上, 1~35。

Subsurface Geology

“SENDAI”

(Summary)

The area covered by the Sendai sheet is situated in the coastal region of central part of Miyagi Prefecture, facing Pacific Ocean. This is the nucleus of Sendai Bay Coastal Industrial Area. Sendai area consists of unconsolidated, semi-consolidated, consolidated and pyroclastic sediments.

Unconsolidated Sediments (Alluvium and Diluvium)

Unconsolidated sediments are widely distributed in the Alluvial plain, and divided into stream and beach deposits. The stream deposits consist of gravel and sand of present river bed (gs_1), and natural levee (gs_2), and sand gravel and mud of flood plain (sgm). The beach deposits consist of well sorted medium sand and mud of sand dune and Alluvial beach ridge ($S_{(m)}M$). The lowlands of back of natural levee and beach ridge consist of peat and mud of backmarsh (mp), it makes soft ground ($N=0-5$). Most of the backmarsh is found in rice fields, swamps and lakes.

The marine sand ($S_{(f)}M$) which consists of fine sand and mud bearing shell fragments is distributed in the plain under 3-7 m from the surface. The fine sand is the bearing layer ($N=25-40$) for building or construction.

Semi-Consolidated Sediments (Diluvium and Pliocene)

Semi-consolidated sediments of Diluvium are distributed in the river terrace and fan. The lower (gm_1), and higher (gm_2) terrace deposits consist of gravel and mud. The gravel, sand and mud of Diluvial fan (sgm) are distributed in the Natori and the Hirose, its branch, river, partly under the plain, in depth 20-30 m from the surface. The gravel of

fan is also distributed on Aobayama Hill. The gravel of fan is the bearing layer for heavy buildings and makes good deep water-bearing beds in the coastal region.

The semi-consolidated sediments of Pliocene are distributed in the hills of the north-western part of Sendai City proper. This sediments consist of sandstone (ssl) and mudstone (msl₁₋₃) both with lignite, and of mudstone (mss) containing fossil shell. The compression strength of sandstone is 6.3-19.2 kg/cm and mudstone 10.1-24.0 kg/cm. The tuffaceous mudstone (mss) is developed under the terrace gravel (gm₁, gm₂) in the center of Sendai City proper, and makes good foundation rock (13.8-36.1 kg/cm₂) for tall buildings.

The lignite of Yagiyama formation (msl₁) in Sendai and Ayashi districts is used for fuel and material of "umoregi" ware. Land slides and depression occur in the lignite field in Sendai. The numerous drilled wells in Sendai and Natori Cities obtain large supplies from porous sandstone which is intercalated with mudstone (mss, msl₃).

Consolidated Sediments (Miocene and Triassic)

Consolidated sediments are distributed in the hills along Nanakita and Natori rivers. The Miocene sediments consist of shale (sh), sandstone (ss₁₋₂), alternation of sandstone and shale (altssh), conglomerate and sandstone (cgss). The compression strength of sandstone (altssh) is 38-93 kg/cm², and that of tuffaceous sandstone (altssh), 58-187 kg/cm². As the Miocene sediments are strongly consolidated, the groundwater is not so rich, but some mineral springs are found in the Hirose and Natori rivers. Triassic clayslate (csl) bearing ammonite is distributed in the hill near Tagajo.

Pyroclastic Sediments (Diluvium, Pliocene and Miocene)

Pyroclastic sediments consist of Diluvium loam (L), Pliocene pumiceous tuff (Trpm), agglomerate (Ag₁), Andesite (Ab₁), and Miocene

brecciated tuff (Tribr₁₋₄), agglomerate (Ag₂) and andesite (Ab₂).

The loam which consists of weathered volcanic ash and pumice cover the subsurface of the hills in Aobayama district and makes soft ground (N=3-8). Miocene brecciated tuff is quarried for building stone, and andesite, for crushed stone. The compression strength of andesite is 107.1-122.1 kg/cm². Landslides occur in the western part of Sendai City where agglomerate and andesite are distributed. Hanareyama landslide is especially famous for the destruction of roads, water canals and houses. These landslides are found long the line called Osawa-Hanareyama Fractured Zone.