

1. 調査位置

本調査は和歌山県東牟婁郡串本町津荷字ウエノ前の町有地で実施された。調査地は古座川の河口の北東約 1km の場所に位置する（図 1）。掘削孔の位置および掘削深度を表 1 に示す。

2. 地質・地形概要

本地域の地形を図 2 に、地質を図 3 に、地質層序を図 4 に示す。

掘削地である和歌山県東牟婁郡串本町津荷は、紀伊半島南端に位置する。地形的には、串本市街以北の地域である中山性ないし低山性の山地がその高さを減じながら海中に没する部分に当たる（広川・水野，1965）。海岸地帯一帯では標高数 10m で、掘削地は標高約 25m に位置している。

久富(1981)によると、本地域は下位より下部～中部中新統熊野層群の下里累層と敷屋累層が分布する。以下、久富(1981)をもとに地質概要を述べる。

下里累層は、泥質互層^{*1}・泥岩よりなり、ときに砂岩・砂質互層^{*2}を伴う。本累層は岩相から、下部層・中部層・上部層に区分でき、本地域には上部層が分布する。上部層は、泥質互層（砂岩部 1～20cm、まれに 50cm、泥岩部 10～100cm）を主とし、成層泥岩、3～15m に成層する成層砂岩、砂質互層を伴う。岩相の水平的・垂直的变化に富み、層厚の大きい地域ほど粗粒な岩相となる。泥質互層は、砂岩部に級化・平行ラミナが発達し、Bouma シーケンスを示すものが圧倒的である。砂岩部底面は、明瞭で、流痕が発達するが、上面は泥岩に漸移し、不明瞭である。厚さ 3～15m に成層する砂岩層は、青灰～淡黄灰色細粒（まれに中～粗粒）で、弱い級化や平行～斜交ラミナを示すが、一般に堆積構造を欠くことが多い。また、本部層中には、石英・カリ長石に乏しく、斜長石・酸性火山岩片に著しく富む砂岩が見られる。

敷屋累層は、ほぼ全層が成層～塊状泥岩よりなり、まれに泥質互層・含角礫泥岩を下部の層準に挟在する。成層泥岩は 3～30cm に成層し、暗灰色シルト岩よりなる。下底面は通常明瞭で、級化が発達し、単層下底部が極細粒砂岩からなることもある。単層下部には普遍的に平行ラミナが見られ、まれに波状～斜交ラミナがみられることもある。

*1,2：泥岩の優勢な砂岩泥岩互層を「泥質互層」、砂岩の優勢な砂岩泥岩互層を「砂質互層」とよぶ。

当地域に認められる特徴的な地質構造としては、以下に述べる熊野酸性岩類の貫入と断層が挙げられる。これらは水理構造と明瞭な関係がある。

熊野酸性岩類は 15Ma に貫入し（星ほか，2003；岩野ほか，2007）、掘削地の約 2 km 北方に E-W に延びる古座川弧状岩脈や、約 5km 南西に走向 N10W、傾斜 80E で貫入する橋杭岩などが有名である。吉松ら(1999)では、南紀地域の温泉は、熊野酸性岩の岩脈群と密接な関係をもって分布していることが報告されている（図 5）。また広川・水野(1965)によると、橋

杭岩北部及び串本町大島に湧出する鉱泉は、石英安山岩から湧出しており、貫入岩と密接に関係していることを示唆する。

古座川弧状岩脈に沿っては落差数 100m（北側が相対的に落ちている）の古座川断層があり、本地域にあたる古座川断層以南では多数の高傾斜（60-90°）NNW-SSE 系断層群がみられる。NNW-SSE 系断層沿いには、角礫化や鉱染（石英、緑泥石、黄鉄鉱）がみられる。鉱化作用は、明らかに貫入岩によるものであり、形成年代は古いが、温泉や鉱泉の湧出と密接に関与していることから、現在でも水みちとなっている。

3. コアの処理及び観察

採取したコアは、表面の汚れを拭き取り、亀裂等により分断した箇所については噛み合わせを確認して、長さ 1m×5 列のコア箱に収納し、写真撮影を行った。孔 1~3 のコア写真をそれぞれ図 6~8 に示す。

コア採取後、速やかに肉眼による詳細なコア観察を行った。観察は層相（岩相、岩質）、色調、割れ目性状、風化・変質等の特徴を記載し、JACIG 様式の地質柱状図にまとめた。なお、コアで認められた亀裂については、その深度・傾斜角・亀裂面性状について記録した。

4. コアの観察記録

孔 1~3 のコア観察記録を地質柱状図にまとめた。それぞれのボーリング柱状図を図 9~11 に示す。

地層区分は、久富(1981)に準拠したが、敷屋累層と下里累層の境界を確定できなかった。したがって、本区分は暫定的なものとなっている。

(1) 孔 1（コア採取：深度 0~601.53m）

深度 200.12m 以浅は熊野層群敷屋累層の黒色泥岩で、径 5~20mm の塊状~レンズ状黄鉄鉱、長さ 20mm 以下のひも状~U 字の黒色生痕化石、大きさ 2mm 以下の楕円状白斑(微化石?) を微量伴う。所々に傾斜 10~20° の砂岩薄層が挟在する。

深度 200.12~213.05m は熊野層群敷屋累層の含角礫泥岩~砂岩からなる。角礫は最大径 7cm で、礫種は灰色砂岩、黒色泥岩、灰色酸性火成岩（一部流理構造）からなる。黒色泥岩はまれにひも状の生痕化石を含む（同様のものは孔 1 の深部で普通に見られる）。酸性火成岩類は、弱鉱化作用を被り、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、黒色金属、緑泥石を伴い、水晶晶洞を伴うものもある。なお、これらの鉱化作用は酸性火山礫にのみ認められ、基質部分に連続していないので、鉱化作用時期は敷屋累層堆積時以前である。深度 208.5~213.05m では、5 枚の正級化構造が確認できる。

深度 213.05~427m は黒色泥岩からなり、一部は極細粒砂岩に漸移する。深度 427~535.77m は暗灰色の砂岩薄層を伴うが、黒色泥岩が卓越する。これらは、敷屋累層か下里

累層かを特定できない。

深度 535.77m 以深は厚さ 1~5cm の砂岩薄層が 20~50cm 間隔で挟在し、深度 555m 以深は砂岩と泥岩がほぼ等量からなる。明らかに熊野層群下里累層の特徴である。

本孔では見かけの厚さが 1m 以上連続する断層破碎帯や、母岩角礫を取り込む数 mm 幅の鉍化脈が多数確認される。特に、鉍化脈は晶洞を伴うものが多いのが特徴である。断層・破碎帯の一覧表を表 2 に示す。なお、破碎帯については次節で詳述する。

鉍化脈は密集している場合、ネットワーク状に母岩を破碎していることが多い。鉍化脈の主な分布箇所（ただし欠如区間は不明）は、深度 82.63~83.6m, 84.15~84.7m, 86.3~90.1m, 235.7~235.9m, 236.25~236.75m, 255.6~256.15m, 329~329.55m, 331.2~337m, 378.7~379.15m, 511.57~513.3m, 526~527.6m, 530~530.5m, 532~532.6m である。

(2) 孔 2 (コア採取：深度 180~200m)

熊野層群敷屋累層の黒色泥岩からなる。見かけの厚さ 11cm 以下の破碎帯が確認されるが、全体的には堅硬緻密である。一部に鉍化脈（石英+硫化物）があり、部分的に開口している（最大化開口幅 2mm）。断層・破碎帯の一覧表を表 3 に示す。

深度 188.2~189.1m では、砂岩のスランプ構造が確認できる。

(3) 孔 3 (コア採取：深度 20~42m)

熊野層群敷屋累層の堅硬緻密な黒色泥岩からなる。節理面には白色粘土や黄鉄鉍が生成している。一部に鉍化脈（石英+硫化物）があり、部分的に開口している（最大化開口幅 3mm）。断層・破碎帯の一覧表を表 4 に示す。

5. 孔井地質

コア観察結果をもとに、孔 1, 2, 3 の地質を以下にまとめる。

孔 1 の浅部および孔 2, 3 は熊野層群敷屋累層に属し、主に黒色泥岩からなる。傾斜 10~20° の細粒砂岩薄層を挟有する。また、孔 1 の深度 200.12~213.05m は含角礫泥岩~砂岩を挟有する。

孔 1 の深度 535.77m 以深は熊野層群の下里累層に属し、泥岩、泥質砂岩、砂岩泥岩互層からなる。厚さ 1~5cm の砂岩薄層が 20~50cm 間隔で挟在し、深度 555m 以深は砂岩と泥岩がほぼ等量からなる。

各岩石は、健岩部ではいずれも堅硬緻密である。ただし、健岩部でも断層による鏡肌を伴う箇所がしばしば認められる。

一方、破碎帯部分は、粘土化・細粒化部分は軟質であることが多く、角礫化部では礫自体は硬質であることがほとんどである。破碎帯でも、砂岩は選択的に破碎をまぬがれている。なお、砂岩にのみ晶洞が形成されていることがあるが、それは晶洞が破碎帯形成以前

にできたことを示していると考える。

孔1の破碎帯分布を図12、表5に示す。破碎帯はほぼ全深度に分布するが、特に深度340～510m付近に発達している。また、見かけの厚さが5mを超える破碎帯は、8箇所確認でき（表5の赤太字箇所）、やはり深度340m以深に多い。

コアで確認される鉱化脈（石英＋硫化鉱物）は、開口部を有するものが多い。よって、これらの分布が密集しているところは、相対的に高透水性を有すると考える。孔1では5.2節で前述したように、密集している箇所が数カ所あり、地下水の水みちとして期待できる。

一方、軟質な粘土を伴う断層破碎帯は、明瞭な開口部を持たないため、鉱化脈と重複しない場合は、相対的に透水性は低いと考える。

地下地質構造は、産総研(2008)によれば、掘削地付近の地表で確認された地層は10°南傾斜する（図13）。また、地震反射法で推定した深度250m程度までの地層は、南北断面でおおよそ30°南傾斜している。一方、コアで確認されたラミナの傾斜はほぼ全深度で10-20°である。

6. 総合検討

検層結果の検討では、断裂指標として、以下の項目を挙げた。検層結果とコア試験結果において良い相関が得られたので、検層結果を用いて総合検討する。

①電気（比抵抗）検層

見掛け比抵抗 100Ω・m 以下の低比抵抗帯 → 断層破碎帯・亀裂卓越帯
自然電位が±20～100mV の変化ゾーン → 地層水の存在を示唆

②P波・S波速度検層

P波速度 2km/sec 前後の低速度区間 → 断層破碎帯を示唆
速度値の不安定な区間（受信波形VDLの乱れ） → 亀裂に富むことを示唆

③電気伝導度検層

時間とともに高比抵抗へ変化 → 地層水湧出部

④BHTV 検層解

反射強度小（チャートでは暗色系） → 亀裂ゾーンを示唆

(1) 孔1

上記の①～④で推測される断層破碎帯・亀裂分布は、コア観察結果による破碎帯分布とおおむね一致する（図14）。すなわち、破碎帯の見掛けの厚さ5m以上のところは、BHTVの反射強度が小さく（暗色部）、P波速度が遅くかつVDLが乱れ、比抵抗も相対的に小さい。したがって、大局的には断層・破碎帯の分布が、岩石物性に大きな影響を及ぼしていると言える。

破碎帯が発達している孔1の深度340~510m付近では、掘削中に逸泥・逸水・湧水等は確認されなかった。唯一逸泥が発生したのは、深度64.8m（逸泥量40L/min）である。したがって、深部では破碎帯が発達しているにもかかわらず、透水性が大きいとはいえない。

しかし、実際の地下水湧出部を、電気伝導度検層で確認したところ（図15）、地下水湧出部付近には、晶洞を伴う鉱化脈が分布していることが判明した。したがって、相対的に透水性が高いのは、このような鉱化脈の分布箇所であり、それが密集することで水みちを形成していると考えられる。

(2) 孔2

本孔のコアリングは、深度180~200mで実施し、その区間内では厚い破碎帯は分布しない。

検層総合柱状図（図16）を見ると、深度70m付近、82m付近、97m付近および133m付近に破碎帯と考えられる坑径狭窄部・P波速度が遅くかつVDLが乱れている場所が存在する。しかし、掘削時に逸泥・湧水等は発生していない。

(3) 孔3

本孔のコアリングは、深度20~40mで実施し、その区間内では厚い破碎帯は分布しない。

検層総合柱状図（図17）を見ると、深度29.7m付近および34.3m付近に揚水時の地下水湧出部が確認できた。ただし、揚水量を5~10L/minから20L/minへ増量したところ、坑内水位がGL-4.3mから-15.5mへ降下したので、透水性は低いと判断できる。

引用文献

- 広川治・水野篤行（1965）5万分の1地質図幅「串本」説明書，25p，地質調査所。
- 久富邦彦（1981）紀伊半島南東部の熊野層群の地質と堆積。地質学雑誌，87，157-174。
- 星博幸・岩野英樹・檀原徹・吉田武義（2003）紀伊半島，潮岬火成複合岩類のフィッシュン・トラック年代測定。地質学雑誌，109，139-150。
- 岩野英樹，檀原徹，星博幸，川上裕，角井朝昭，新正裕尚，和田穰隆（2007）ジルコンのフィッシュン・トラック年代と特徴からみた室生火砕流堆積物と熊野酸性岩類の同時性と類似性。地質学雑誌，113，326-379。
- 水野篤行（1957）5万分の1地質図幅「那智」，地質調査所。
- 産業技術総合研究所（2008）東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備地区における構造調査（和歌山県串本地区）調査報告書。62p。
- 吉松敏隆・中屋志津男・児玉敏孝・寺井一夫（1999）紀伊半島の地質と温泉。アーバンクボタ38，56p。