

1. 本宮三越観測井周辺の地形および地質

1.1 観測井周辺の地形と地質

1.1.1 観測井の位置

本宮三越観測井は、和歌山県田辺市本宮町伏拝の本宮町森林組合小径木加工場敷地内に位置している（図 1.1-1）。掘削位置の緯経度は、以下の通りである。

孔名	掘削長 (m)	緯度	経度	標高 (m)
孔 1	376.0	33 ° 52' 03.0459	135 ° 43' 54.6230	120.984
孔 2	200.0	33 ° 52' 02.7241	135 ° 43' 54.5997	121.028
孔 3	40.0	33 ° 52' 02.4080	135 ° 43' 54.5811	120.781

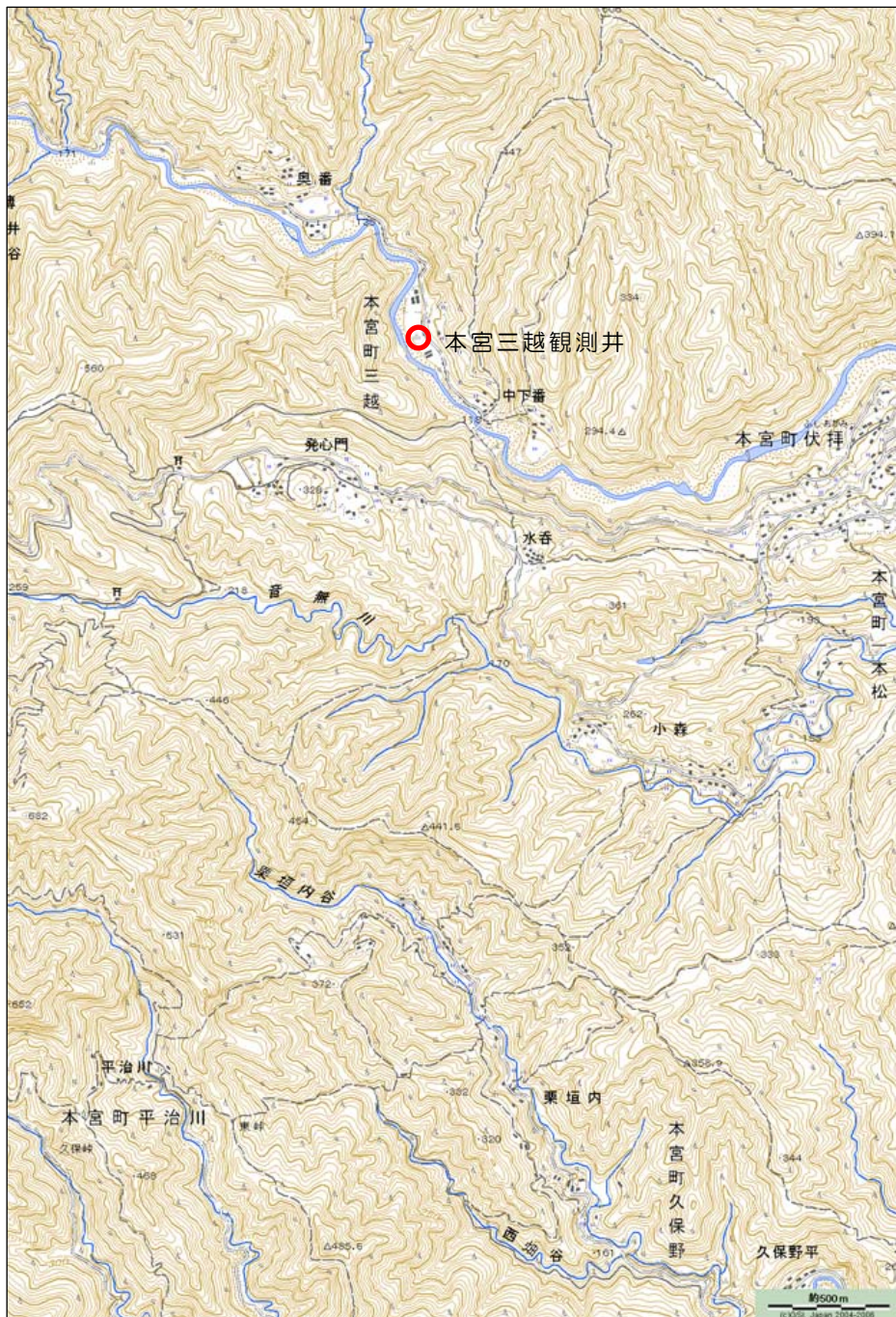


図 1.1-1 本宮三越観測井の位置(国土地理院発行 1/25,000 地形図「発心門」を使用)

1.1.2 観測井周辺の地形

本宮三越観測井は、紀伊山地中央部の 1,000m 級の東西系山稜が連なる果無山地南部に位置し、熊野川（新宮川）右支川三越川（みこしがわ）中流部の河岸段丘状に位置する。

三越川は、穿入蛇行を繰り返して EW 系の山稜を開析する場合があります、観測井位置もこうした屈曲で NW-SE に流下し、地形的ポケットを形成している。河川沿いには、高さ 2m 程度の洪水段丘が発達するほか、観測井敷地は河床から比高差 8m 程度で高位段丘および盛土からなっている。

周囲の斜面は、北向き斜面が比較的平滑であるのに対し、南向き斜面は支谷が密に発達しており凹凸が多い。これは南向き斜面が、片状岩である四万十帯砂岩頁岩互層の受け盤で表層崩壊が頻発するためと思われる（図 1.1-1）。また、稜線の伸長方向は NW-SE 系が多く、これらは四万十帯の屈曲構造（中屋、1999）により、音無川帯が四万十帯の一般走向である EW 系から NW-SE 系に屈曲している地帯に当たるためである。

1.1.3 観測井周辺の地質概要

本宮三越観測井の地質は、本宮三越観測井の地質は、四万十層群に属する古第三系（暁新世～始新世）音無川層群羽六累層の砂岩頁岩互層であり、鉛直深度 550m 付近には発心門断層の存在が想定されている（仕様書）。また、NEDO(1988)の調査では、深度 600m 付近で地温が 50℃に達すると想定されている(図 1.1-2)。



図 1.1-2 本宮三越観測井の GL-650m(EL-500m)での地温分布平面図（NEDO, 1988）

(1) 付加体堆積物の変形の特徴

四万十層群は、海溝部で陸側に付加された付加体堆積物であり、①未固結時の砂泥互層の流動変形と、②固結後の剪断変形の 2 ステージの変形を受けているために、様々な変形

構造が見出される（図.1.1-3、小川・久田, 2005）。

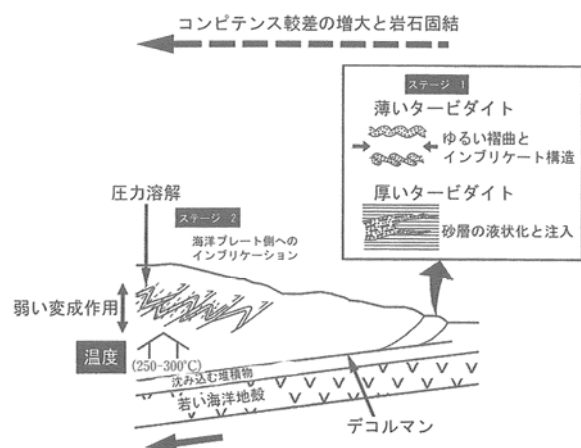


図 A-3-12 沖縄島の名護層群で明らかにされた付加体内部の2段階の変形ステージとその変形様式と条件 (Ujii, 1997 による)
海溝付近での第一段階の変形(未固結堆積物での変形を含む)と、より深部での第二段階の変形とが重なっている。

図 1.1-3 付加体堆積物変形の 2 ステージ (小川・久田(2005)所収の Ujii(1997)の図)

図 1.1-3 に示したように、元々タービダイトとして形成された級化構造の発達する堆積物は、未固結時の脱水等に伴う変形構造である流動褶曲や泥注入組織（図 1.1-4）のほか、石英や方解石からなる鉱物脈の発達（クモの巣構造）が見られる。



図4 泥質岩中の泥インジェクション。

図 1.1-4 未固結時の変形による泥インジェクションの例（美濃帯：脇田,1993)

変形した砂岩頁岩ブロックの周囲に頁岩よりさらに暗黒色の泥が注入している。

また、固結後には覆瓦状のスラスト群（逆断層群：ここでは例えば発心門断層）による剪断変形に伴う断層岩（断層角礫や断層ガウジ）や、泥質基質中には鱗片状劈開が発達する（小川・久田, 2005 および狩野, 1998）。

さらには、NEDO(1992)に記載のある三越石英細脈帯のように、③地質体形成後の熱水

変質による岩盤の劣化や熱水鉱物脈の存在も想定される。

(2) 構造層序的岩相区分

音無川層群の砂岩頁岩互層は、もともとの堆積構造を残しているか否かによって、整然相・混在相・角礫相の3者に区分した。これらの層相のイメージは、木村(1988)に掲載された露頭写真に明瞭である(図 1.1-5)。以下にこれを説明する。

整然相は、タービダイトの層相単元境界が明瞭で、砂岩には中粒砂岩～頁岩までの級化構造(上方細粒化)が明瞭である。また泥岩層は砂岩と一連の整然とした堆積状態のまま保存されており、割れ目・鉱物脈の発達も少ないのが特徴である。

混在相は、初期の変形により砂岩層が流動化してラミナを消失し、レンズ状にちぎられている。これに伴い頁岩層も流動して砂岩レンズを取り巻く基質となっているが、頁岩層はラミナを残している。

角礫相は、混在層よりも変形の進んだ層相で、固結した断層角礫と見なせる。つまり固結後の変形をこうむっている区間である。砂岩レンズは破碎され、頁岩基質は粉碎して元のラミナを全く残していない。これは、木村(1998)では **Out of sequence thrust** とされている部分に当たる(図 1.1-5)。

こうした理解により、以下では各孔の地質・岩盤状況を記載する。

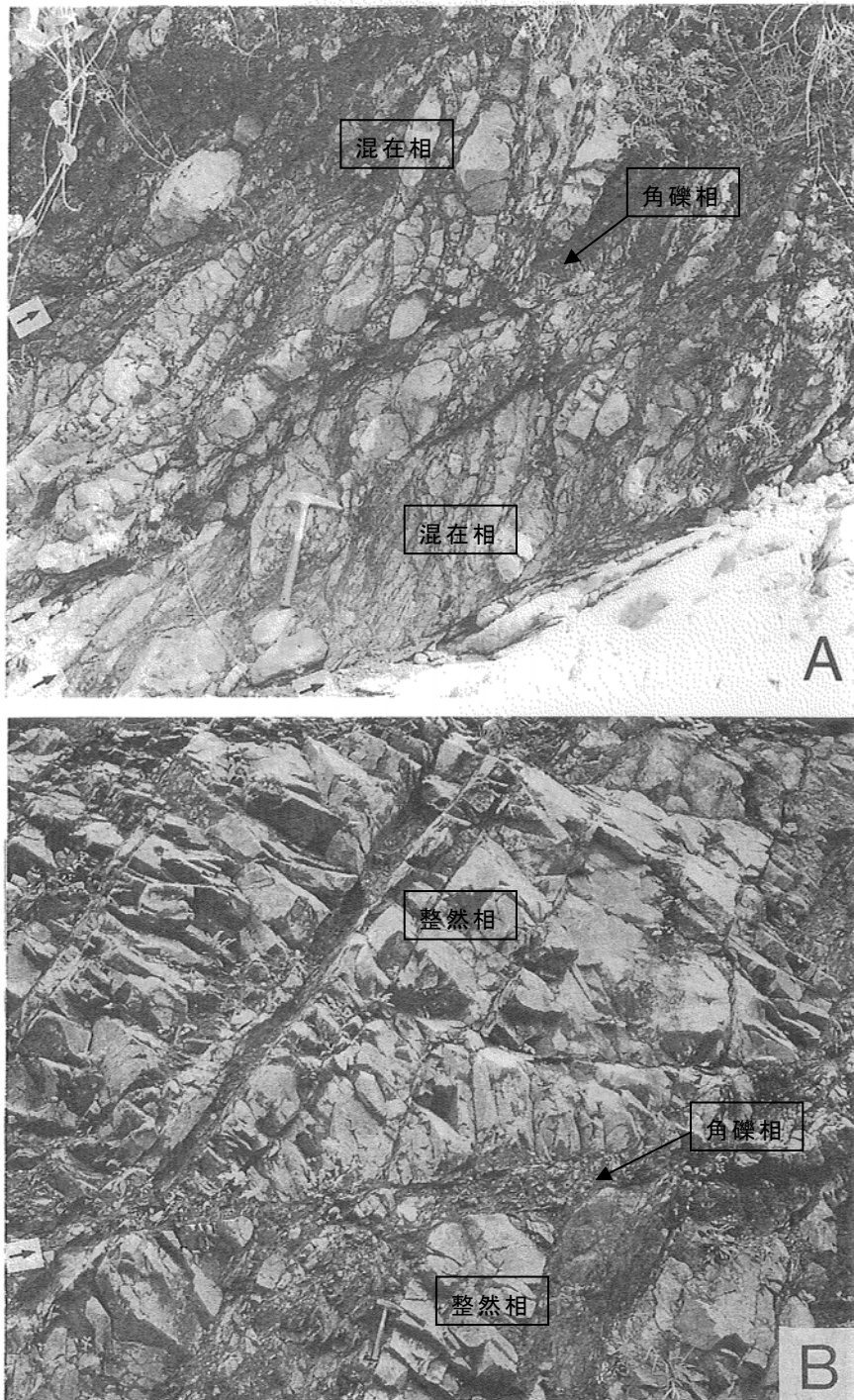


Fig. 7. Photographs of out-of-sequence thrusts (OST) in the Northern Shimanto Belt, Kii Peninsula: (A) developed in broken beds of sandstone and shale, (B) in alternating beds of sandstone and shale. Note that each low-angle OST truncates high-angle bedding and bedding-parallel foliations, associated with drag of the bedding and foliation surfaces close to the OST. Each OST shows flat-ramp-flat geometry. Arrows point out position of each OST. A hammer is 30cm long.

木村(1998)より

図 1.1-5 本調査における構造層序学的区分（整然相・混在相・角礫相）のイメージ
 整然相は元の堆積構造（層理面）を残しており、混在相は頁岩基質中に砂岩レンズが浮いた産状を示す。
 角礫層はこれらを切る断層角礫～ガウジを指す。

(3) 観測井周辺の地質

本宮三越観測井は、紀伊半島中央部の四万十帯音無川帯に位置する（図 1.1-6）。

音無川帯を含む四万十帯は紀伊半島中央部の十津川・紀美谷複背斜によって、SWW-NEE系の伸長方向からNW-SE方向に大きく屈曲しており（四万十帯の屈曲構造、中屋,1999）、この複背斜軸付近には、スラストや褶曲構造（伸長方向に平行なもの及び直交するもの）が複雑に分布する。



図 1.1-6 音無川帯の分布と地質構造（吉松 1999, 中屋 1999 による）

図 1.1-7 には本宮三越観測井付近の地質図・断面図を示す。図に示したように、本宮三越観測井の音無川層群は、全て北傾斜で複背斜構造が考えられており、羽六累層下部層の硬質の砂岩頁岩互層が分布し（仕様書）、下位の発心門断層に向かって岩盤状況が悪くなると想定される。また、発心門断層沿いに音無川層群瓜谷累層の頁岩優勢の頁岩砂岩互層が分布するとされている。

1.1 引用文献

- 小川勇二郎、久田健一郎(2005)、付加体地質学、フィールドジオロジー5、日本地質学会
フィールドジオロジー発行委員会編、共立出版
- 脇田浩二(1993)、メランジにおける泥インジェクション、月刊地球、Vol.15,No.10,
p.648-652
- 狩野謙一(1998)、付加体の構造地質学 -四万十帯を中心とした研究の現状と課題-、地質
学論集、No.50, p.107-130
- 木村克己(1998)、付加体の out-of-sequence thrust、地質学論集、No.50, p.131-146
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO) (1992)、平成 3 年度地熱開発促進調査 地
質・変質帯調査報告書、平成 3 年 12 月、大手開発(株)
- 吉松敏隆(1999)、地帯区分と境界断層、アーバンクボタ、No.38, 特集=紀伊半島の温泉と
地質、p.8-13
- 中屋志津男(1999)、四万十帯の屈曲構造、アーバンクボタ、No.38, 特集=紀伊半島の温泉
と地質、p.32-35
- 原田哲郎・中屋志津男(1999)、温泉、アーバンクボタ、No.38, 特集=紀伊半島の温泉と地
質、p.42-56