

深度別電気伝導度連続測定による淡水レンズ動態把握手法

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所 公開日: 2026-01-15 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 石田, 聡, 吉本, 周平, 白旗, 克志, 土原, 健雄, 今泉, 眞之 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24514/0002001675

(c) 国立研究開発法人 農業・食品産業技術総合研究機構
National Agriculture and Food Research
Organization, Japan

深度別電気伝導度連続測定による淡水レンズ動態把握手法

石田 聡* 吉本周平* 白旗克志* 土原健雄** 今泉眞之***

*資源循環工学研究領域水資源工学担当

**農林水産省農林水産技術会議事務局

***資源循環工学研究領域

キーワード：地下水，淡水レンズ，観測孔，電気伝導度，連続測定

I 緒 言

気候変動に関する政府間パネルの第4次評価報告書（AR4: IPCC, 2007）によれば，今後20年間の世界平均気温の上昇ペースは10年当たり約0.2℃と予想され，今後も温暖化とそれに伴う海面上昇が進むとされている。特に低平な小島嶼においては，陸域の縮小が予想されるとともに，水源となっている淡水レンズ（島や半島において海水を含む帯水層の上部に密度差によってレンズ状に浮いている淡水域）の縮小が予想されており，その影響は深刻である。既往の研究は気候変動により，1）海面上昇によって淡水レンズの厚さが縮小する（World Bank（2000）の試算例では最大29%），2）降雨パターンの変動により淡水レンズのサイズが縮小する（IPCC（2007）AR4の例示では約20%）などがあるが，その研究例は少ない。その理由として，淡水レンズの形状と降雨や潮汐に対する動態の把握が難しいことが挙げられる。

島嶼に限らず，沿岸域の帯水層においては陸域でかん養された淡水が海に向けて流出しており，密度差によって淡水が海水の上に浮いている状態となっている。このような状態では海岸線付近を除いて鉛直方向の浸透流速は小さいので，鉛直断面内での水平方向の浸透流速は同様であるとするDupuitの準一様流の仮定を適用し，定常状態において塩淡境界面の下で塩水が静止し淡水と混合しないと考えれば，塩水と淡水の密度差によって

$$z = \rho_f / (\rho_s - \rho_f) h_f \quad (1)$$

(z : 海水準以下の淡水の厚さ, h_f : 海水準以上の淡水の厚さ = 地下水位標高, ρ_f : 淡水の密度, ρ_s : 海水の密度)

の式が成り立つ。この式はGhyben-HerzbergまたはDupuit-Ghyben-Herzbergの式と呼ばれ（以下DGH式と呼ぶ），塩淡境界面上の淡水の厚さは地下水位標高に比例（おおよそ40倍）することを示している（佐藤・岩佐，2002）。淡水レンズ研究についても，地下水位測定によって塩淡境界の推定が可能であり，また比較的簡便にモデ

ル化が可能であることから，DGH式が用いられている例が見られる（Hubbert,1940; Fetter,1972; Vacher,1984など）。しかし，特に石灰岩帯水層の淡水レンズにおいては塩水と淡水の混合ゾーン（汽水域）が厚く発達していたり，地下水の等ポテンシャル線が垂直でない（鉛直方向の地下水の流れがある）など，DGH式の仮定を満たしていないと考えられる事例も多く，その適用には慎重になるべきである（Vacher, 1997）。例えばMoore et al.（1992）はユカタン半島（メキシコ）における地下水位測定・電気伝導度の深度別測定・地下水検層による流速測定によって，淡水レンズの厚さがDGH式で見積もられるより40%小さいことを明らかにしている。

島嶼の淡水レンズ賦存量を把握するためには，淡水域と塩水域の境界（塩淡境界）を面的に把握し，淡水域の3次元形状を求める必要がある。ここでDGH式が適用できれば地下水位測定のみで塩淡境界深度を把握することが可能であるが，DGH式の適用が難しい場合，島内に面的に地下水観測孔を配し，孔内の塩分濃度（または電気伝導度）の鉛直分布を測定し，塩淡境界深度を求める必要がある。例えばRowe（1991）はバミューダ島において15km²ほどの面積に配置された50近い地下水観測孔において塩分濃度を測定し，8m以上の厚さを持つ淡水域の中心が調査地域の北部3箇所に分散していることを明らかにした。また日本においても白旗（2010）が，沖縄県多良間島において同様の手法を用いて塩淡境界深度を面的に把握し，島内の淡水レンズ形状を明らかにしている。

気候変動の淡水レンズに対する影響を予測するためには，地下水流動モデルを構築する必要がある。このモデルの検証のためには，降雨に対する淡水レンズ形状の変化を実測する必要があるが，塩淡境界深度は潮汐の影響を受けて変化する。このため塩淡境界深度の測定の実施は小潮の日に限定され，得られるデータには限りがある。また小潮の日でも潮位の変動があるので，一連の測定は極力短時間で行う必要があるが，観測孔の数が多い場合それが困難になる。

このような問題を解決する一手法として、自記電気伝導度計の導入が考えられる。これまで自記電気伝導度計は非常に高価であり、導入する数が限られてきたが、近年比較的安価な機器が市販されるようになり、淡水レンズの動態を観測するツールとしての選択肢の一つとなってきた。自記電機伝導度計によって淡水レンズ厚の変化を観測する場合、塩淡境界を挟んだ複数深度で同時に測定を行い、各深度における電気伝導度から塩淡境界深度を推定し、淡水厚の変動を連続的に把握することになるが、これまで実施された研究例は殆ど無い。一方で、地表水源が乏しい離島において、農業用水源としての淡水レンズ開発が渴望されており、降水量に対する長期的な淡水レンズの応答を解明する技術開発は喫緊の課題である。このような中、本研究では観測孔内の複数深度に自記電気伝導度計を設置し、自動記録することで淡水レンズの動態を把握する手法を検証した。

Ⅱ 調査地区の概要

1 概要

本研究では調査地を、淡水レンズの存在が明らかになっている沖縄県多良間島に設定した。多良間島は沖縄県多良間村に属し、沖縄本島那覇市の南西360km、宮古島と石垣島のほぼ中間に位置している (Fig.1)。総面積は19.75km²、人口は1,400人弱で、島の形状は平坦な楕円形 (東西約6km、南北約4km) を呈している。地形は標高十数mの低位段丘が広がり、北部には標高30m前後の岩石化が進んだ堆積物からなる古砂丘が分布する (沖縄県, 1984)。2010年における耕地面積は総面積の51%にあたる998haであり、農業粗生産額では肉用牛が60%、サトウキビが33%を占める。島の土壌は島尻マージと呼ばれる石灰岩の風化土壌で、保水力が極端に弱く、干ばつの被害を受けやすい。

島の生活用水は地下水を水源とした簡易水道に依存している。2009年度の多良間村における簡易水道の実績給水量は給水人口1,245人に対して189,952m³/yearであつ

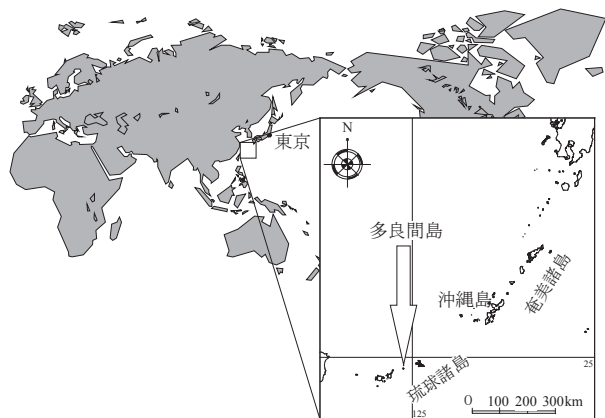


Fig.1 調査地位置図
Location map of study area

た (沖縄県福祉保健部業務衛生課, 2011)。農業用水は降雨とため池を利用しており水源としては不安定であることから、内閣府沖縄総合事務局では水源開発を含むかんがい排水事業の地区調査を2012年度より多良間村で実施している。

2 水理地質

調査地の地質は上位から石灰質砂から成る層厚10～20mの砂丘砂層、石灰藻球・サンゴなどを起源とする層厚50～60mの琉球石灰岩層、下部島尻層群に対比される石灰質砂岩から成る多良間砂層が分布している (Table 1)。多良間砂層の露頭は地表には見られず、琉球石灰岩

Table 1 多良間島地質層序 (大我ら, 1974に加筆)
Stratigraphic sequence in Tarama Island (retouched with Ooga et al., 1974)

年代	地層		層厚
第四紀	完新世	海岸堆積物 および 低位堆積物	サンゴ礁堆積物 浜砂 ビーチロック 離水サンゴ礁堆積物 新期砂丘砂
		仲筋砂層 (旧期砂丘砂)	10m
	更新世	琉球層群	琉球石灰岩 (多良間島石灰岩)
新第三紀	鮮新世	島尻層群	多良間砂層
			50～60m

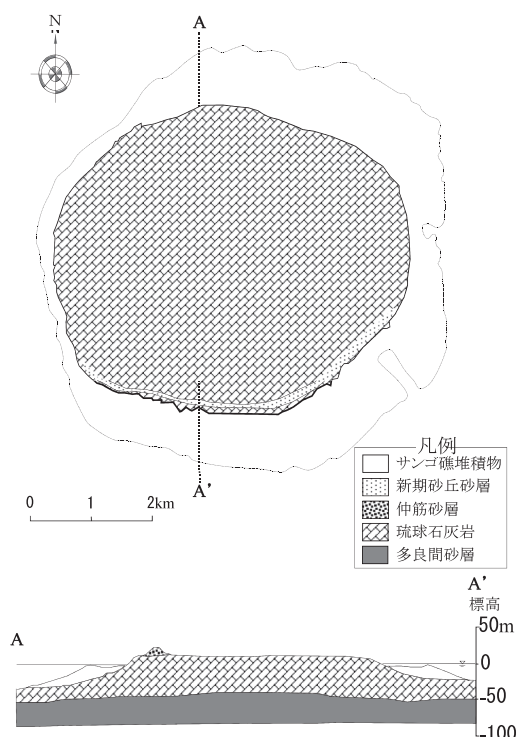


Fig.2 調査地地質平面図・断面図 (沖縄県, 1984に加筆)
Geological map and geological section of study area

は多良間砂層を不整合に覆う (Fig.2)。

琉球石灰岩は碎屑性砂質-礫質石灰岩, 石灰藻球石灰岩, サンゴ石灰岩などの岩相に区別され, 地表面に近い層厚数mの区間は再結晶作用のため固結化しているが, それ以下は砂礫状を呈し, 未固結~半固結のことが多い (沖縄県, 1984)。多良間島では難透水性基盤 (透水係数 10^{-7} m/s オーダー) である多良間砂層の上面深度が50m以上と深く, 石灰岩帯水層中に淡水レンズが形成されていることが知られている (大我ら, 1974)。標高10m前後の平坦面上には石灰岩洞穴が複数認められ, 島の水源として利用されてきた (沖縄県, 1984)。揚水試験より求めた琉球石灰岩の水平方向透水係数は島の各部で異なり, 石灰藻球石灰岩, 生碎屑性砂質石灰岩の互層から成る西部では 8.8×10^{-2} m/s, サンゴ石灰岩, 石灰藻球石灰岩, 生碎屑性砂質石灰岩の互層から成る北部では 2.5×10^{-4} m/s, 有孔虫砂質石灰岩から成る東部では 8.0×10^{-3} m/s の値が報告されている (長田ら, 1988)。

3 淡水レンズ形状・地下水賦存量

多良間島の淡水レンズ形状については, 石田ら (2011) が島内7箇所地下水観測孔および12箇所の既存井戸において, 地下水の電気伝導度の深度別測定および電磁探査を行い, 淡水域の3次元的な形状を求め, 淡水地下水賦存量を約680万 m^3 と推定している。Fig.3に石田ら (2011) による淡水レンズ形状を示す。後述のようにここでは淡水を電気伝導度 (25℃換算) 200mS/m以下と定義している。淡水レンズの厚さは島の中央部で最大7mに達し, 縁辺部ほど薄くなっていた。また分布の中心がやや北西に偏っていた。

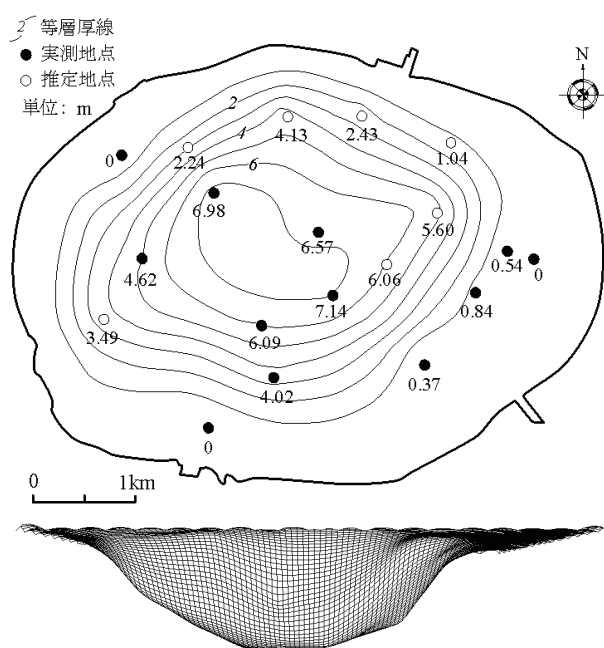


Fig.3 a) 淡水レンズ等層厚線図, b) 淡水レンズ下面形状 (石田ら, 2011)

a) Distribution of freshwater thickness and b) shape of lower surface of freshwater lens (Ishida et al., 2011)

III 研究方法

沖縄総合事務局が設置した観測孔 (19T4) において, 孔内に5深度に自記電気伝導度計を順に吊り下げ, それぞれの深度において地下水位および電気伝導度を連続測定した。また, 島内の淡水レンズ厚を把握するため, 島内の観測孔および井戸において, 深度別電気伝導度測定を行った。

1 観測孔諸元

Fig.4に観測孔及び井戸の位置図を示す。

設置地点として19T4を選定した理由は, 多良間島のほぼ中央に位置しており淡水レンズの厚さが大きいこと, 孔内に淡水域と塩水域が存在し塩淡水境界の観測が可能なこと, 観測孔の中では掘削深度が比較的浅く帯水層深部の影響を比較的受け難いと考えられたためである。なお白旗 (2010), 石田ら (2011) では淡水の定義をかんがい用水として利用可能な電気伝導度200mS/m以下としており, 本稿でも淡水の定義を電気伝導度200mS/m以下とし, 塩淡水境界は電気伝導度200mS/mとする。

観測孔19T4から海岸線までの距離は約1.8kmであり, 地盤標高は12.76m, 掘削深度は30mである。掘削時のコアから判定された地質層序を Fig.5 に示す。地表から0.7mまでが表土 (礫混り粘土) で, 以深は深度30mまで化石片石灰岩である。化石片石灰岩は砂礫状を呈す区間と, 比較的棒状のコアが採取された区間に分かれる。本観測孔は水理地質基盤である多良間砂層に到達していないが, 近傍で掘削されたボーリング結果によると, 多良間砂層の上面深度は50.7m (標高-38.15m) である。

19T4の掘削口径は66mmであり, 保孔管は全区間有孔塩ビパイプ (VP-50) となっている。

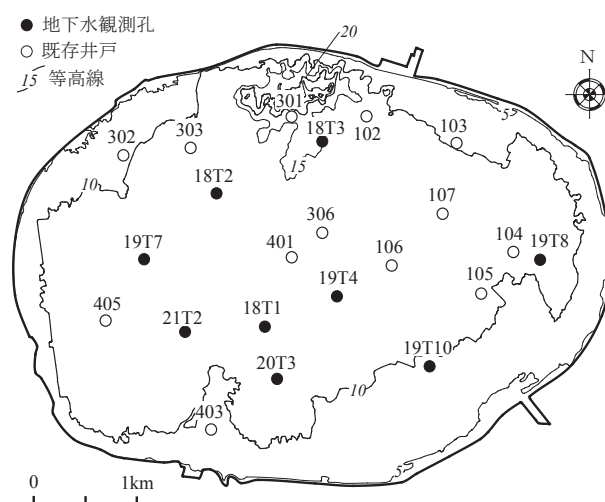


Fig.4 地下水・井戸観測孔位置図
Location of observation holes and wells.

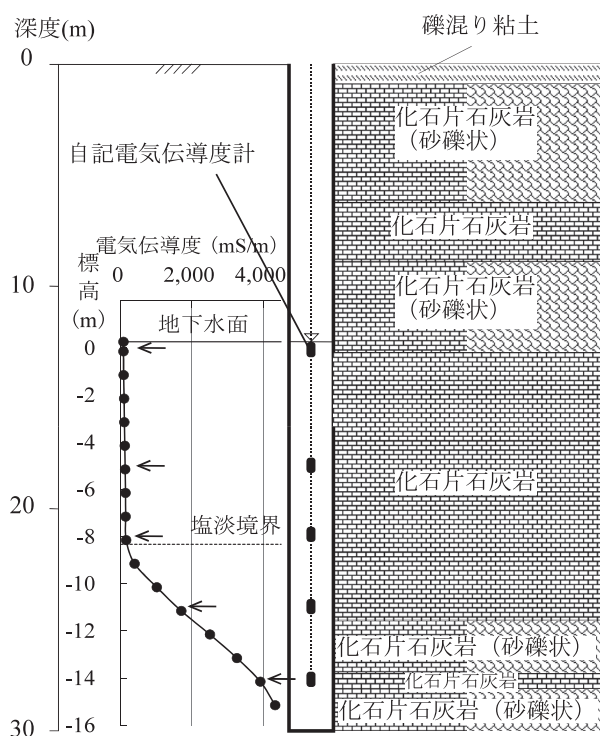


Fig.5 地質柱状図および電気伝導度鉛直分布 (2011年12月26日)
Geological columnar section and distribution of electric conductivity of groundwater (Dec-26, 2011)

2 深度別電気伝導度測定と自記電気伝導度計による連続測定

自記電気伝導度計の設置に先立ち塩淡水境界深度を確認するため、19T4において地下水の温度と25℃換算電気伝導度を地下水面から孔底まで深度1m毎に測定した。測定に使用した電気伝導度計はアメリカ In-Situ Inc. 製 Aqua TROLL200 (測定誤差0.05% FS) であり、測定に際しては孔内の地下水をなるべく攪拌しないよう、電気伝導度計のセンサーを下ろすスピードを毎分1m以下とし、所定の深度にセンサーが到達したら電気伝導度計の数値が安定するまで静置した後、読み取りを行った。測定は2011年12月26日17時7分～17時33分の間に実施された。結果をFig.5に示す。

地下水位は標高0.26mであった。孔内の電気伝導度は、地下水面から標高-7.15mまで150mS/m以下を推移し、標高-8.15mで159mS/mに上昇し、標高-9.15mでは397mS/mとなった。それ以降も深度が増すにつれて徐々に値が上昇し、標高-16.15mでは海水の電気伝導度とほぼ等しい4.50S/mに達した。この測定結果から塩淡水境界は標高-8mよりやや深い位置にあると推定されたので、自記電気伝導度計の1つは設置標高を-8mとし、これより上部に2機 (標高0mおよび-5m)、下部に2機 (標高-11mおよび-14m) とした。自記電気伝導度計設置位置をFig.5中に矢印で示す。電気伝導度の連続測定は2011年12月27日から開始された。

連続測定に使用した自記電気伝導度計は応用地質 (株) 社製 S&DL mini EC メータ (φ22mm × L200mm) であり、

測定間隔は1時間とした。電気伝導度の測定誤差は0.3% FS以内である。併せて大気圧測定器 (応用地質 (株) 社製 S&DL mini 用バロメータ) を1機設置した。設置方法はステンレスワイヤーで5本の自記電気伝導度計を数珠つなぎにし、ワイヤーを観測孔の蓋に取り付けたフックで吊り下げる形式としたが、1ヶ月後に点検した際、ワイヤーに腐食の兆候が見られたためナイロン紐で補強した。また淡水域から塩水域まで孔口付近を除き全区間有孔管 (開口率5%) 仕上げである19T4と比較するため、掘削深度が塩淡水境界とほぼ等しい井戸306内の孔底付近 (標高-6.65m) に自記電気伝導度計 (S&DL mini EC メータ) を設置し、2012年11月28日～11月30日までの間電気伝導度および地下水位を1時間間隔で測定した。

測定データの回収は2012年10月11日及び2012年11月30日に行った。回収にあたっては全ての自記電気伝導度計を引き上げ、データを回収した。併せて孔内の電気伝導度鉛直分布を設置前と同様の方法で測定した。このときは電気伝導度分布を子細に把握するため、塩淡水境界付近では測定間隔を0.05m程度まで小さくした。また、データ回収に平行して2012年10月11日及び2012年11月29日にFig.4に示す観測孔および井戸において、深度別電気伝導度測定を行った。測定間隔は塩淡水境界付近は0.5m、それ以外の部分は1mとした。なお11月29日の測定のみ、測定器にアメリカ YSI 社製 30M (測定誤差は2% FS 以内) を使用した。また19T4における地下水位は標高0mに設置した自記電気伝導度計で観測された値を採用した。

IV 測定結果

1 電気伝導度鉛直分布

測定にあたっては、孔内に設置してある自記電気伝導度計を静かに引き抜き、30分以上静置した後に孔内の電気伝導度測定を実施した。

Fig.6に2012年10月11日の電気伝導度鉛直分布を示す。地下水位は標高0.37mであった。孔内の電気伝導度は地下水面から標高-7.15mまで150mS/m以下を推移した。標高-7.65mで153mS/m、標高-7.75mで179mS/mに上昇し、標高-8.15mでは238mS/mとなった。それ以降も標高-9.65mまでは深度が増すにつれて緩やかに値が上昇したが、標高-9.9m以降では電気伝導度が上昇する割合が大きくなり、標高-15.65mでは4.45S/mに達した。

Fig.7に2012年11月30日の電気伝導度鉛直分布を示す。地下水位は標高0.28mであった。孔内の電気伝導度は地下水面から標高-7.15mまで176mS/m以下を推移した。標高-7.40mで194mS/mに上昇し、標高-7.50mで203mS/mとなった。それ以降も標高-9.65mまでは深度が増すにつれて緩やかに値が上昇したが、標高-9.9m以降では電気伝導度が上昇する割合が大きくなり、標高-15.65mでは4.54S/mに達した。

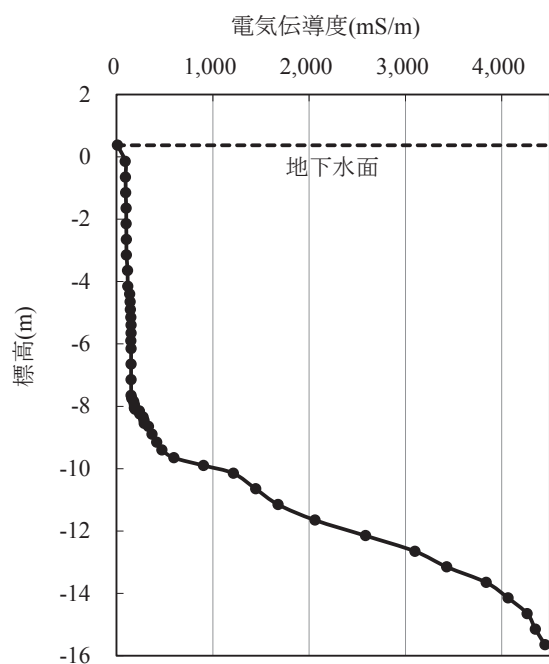


Fig.6 19T4孔内地下水の電気伝導度鉛直分布 (2012年10月11日)
Distribution of electric conductivity of groundwater in 19T4 (Oct-11, 2012)

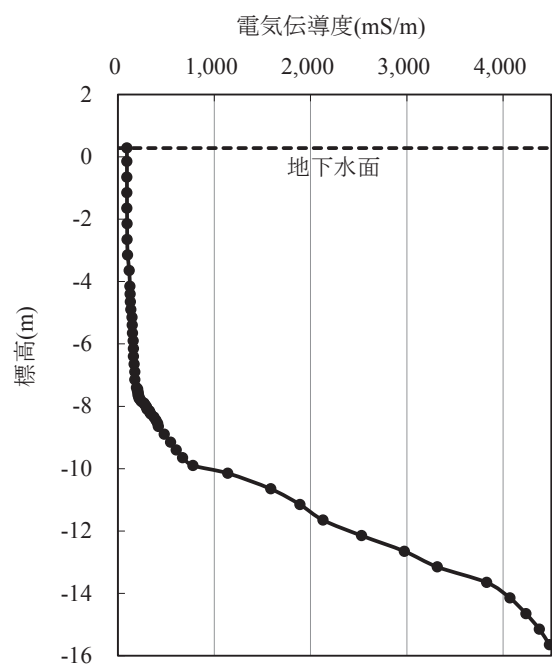


Fig.7 19T4孔内地下水の電気伝導度鉛直分布 (2012年11月30日)
Distribution of electric conductivity of groundwater in 19T4 (Nov-30, 2012)

2 深度別電気伝導度経時変化

Fig.8に深度別電気伝導度測定結果を示す。

標高-14mの電気伝導度は5深度のなかで最も高く、概ね4.00～4.50S/mの間を推移した。測定期間中では2012年3月下旬および2012年10月に比較的低い値を示した。標高-11mの電気伝導度は2012年3月末までは1.50～1.80S/mの間でほぼ横ばいあるいは若干低下気味で推移したが、2012年4月以降は上昇し、9月には2.20S/mに達した。その後9月末に一時的に2.50S/mを超え、10

月に急落した。なお、10月10日以降は計器の故障によりデータは欠測となっている。標高-8mの電気伝導度は2012年9月まで概ね200～500mS/mの間を推移したが、標高-11mの観測値同様2012年4月以降で比較的高い傾向にあった。その後9月末に1,200mS/mに達した後急落した。標高-5mの電気伝導度は期間中100～180mS/mを推移し、大きな変動は示さなかった。標高0mの電気伝導度は期間中60～80mS/mを推移し、大きな変動は示さなかった。

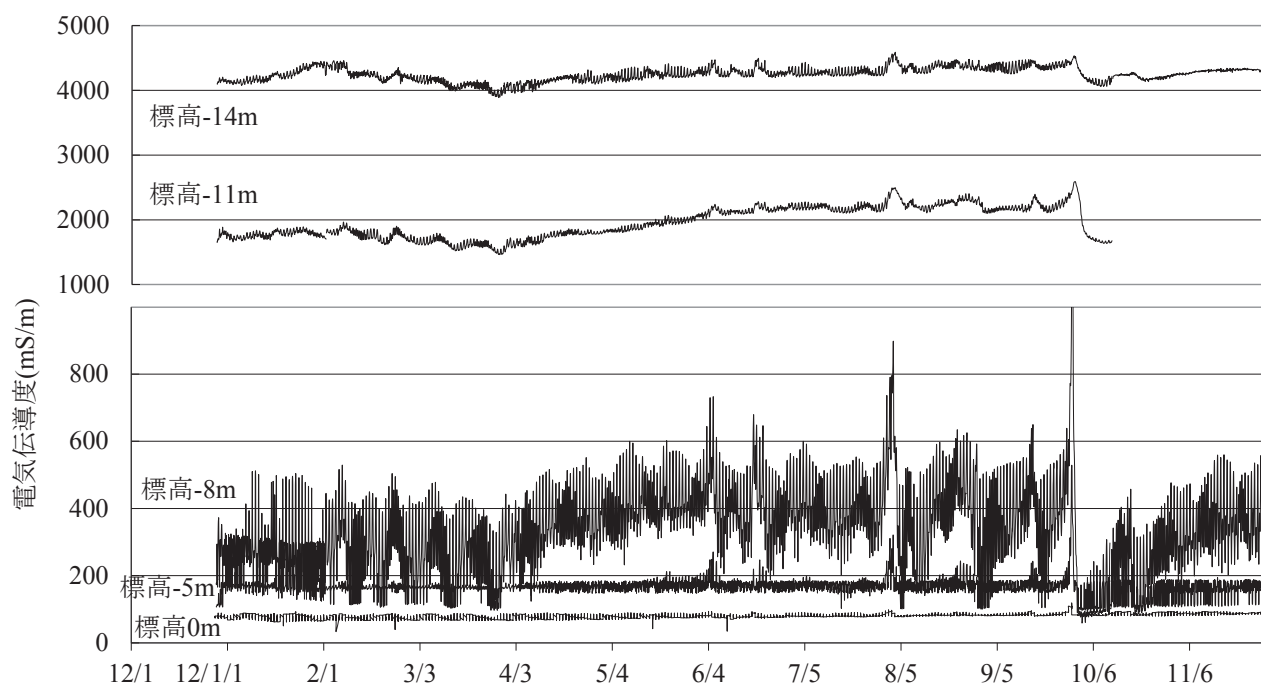


Fig.8 19T4における孔内電気伝導度経時変化
Fluctuation of electric conductivity of groundwater in 19T4

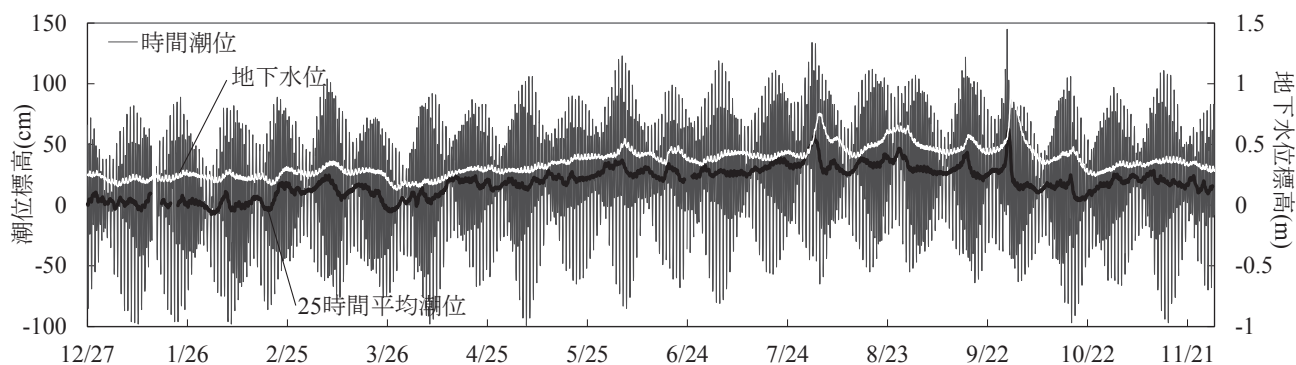


Fig.9 地下水位および潮位標高
Groundwater level and tide level.

また電気伝導度はすべての深度において概ね25時間の周期で変動したが、変動幅は深度によって異なり、標高-8mにおける振幅が最も大きかった。

3 地下水位および潮位

Fig.9に測定期間中の1時間ごとの地下水位標高、1時間ごとの潮位標高、潮位の25時間平均値を示す(25時間平均については後述)。地下水位は測定した水圧データをバロメータで測定した大気圧で補正した。潮位については多良間島に気象庁による潮位連続測定地点が存在しないので、近傍の石垣のデータを使用した。

地下水位は25時間周期で変動しつつ、2012年3月までは概ね標高0.25~0.4mを推移していたが、4月以降徐々に上昇し、9月中旬には0.55m程度に達した。その後9月下旬に一時的に上昇して1.0mを超えた後、速やかに元の水準に戻った。潮位の25時間平均値は2012年3月までは概ね標高0~0.15mを推移していたが、4月以降徐々に上昇し、9月中旬には0.25m程度に達した。その後9月下旬に一時的に上昇して0.6mを超えた後、急落して元の水準に戻った。

地下水位と潮位の25時間平均値との差は0.2~0.3m程度であり、両者の関係は潮位の変動に地下水位が若干遅れて追従する傾向が見られた。

V 考察

1 潮汐の地下水位・孔内電気伝導度への影響

一般に沿岸域の地下水位は潮汐の影響で変動し、海岸から離れるにつれて振幅が小さくなり位相が遅れることが知られ、その程度は帯水層の透水量係数によって変化する(近藤・上森, 1972)。今回の測定では地下水位のみならず、電気伝導度も周期的に変動した。設置した5深度のうち最も振幅が大きかった標高-8mの電気伝導度、地下水位、潮位、306の電気伝導度について、2012年11月28日~30日の測定結果をFig.10に示す。縮尺の関係で潮位は観測基準面からの高さ(cm)で示してある。石垣観測所の基準面標高は-1.709mである。

19T4の地下水位は潮位より約7時間遅れで、潮位と同じ周期で変動している。これに対して電気伝導度は潮位より5~6時間遅れで、潮位と同じ周期で変動している。電気伝導度と潮位が同じ周期で変動していることから、電気伝導度の変動は潮汐の影響によるものである。11月29日午前8時~11月30日午前8時までの25時間における潮位の振幅は0.79mであったのに対し、地下水位の振幅は0.032mと小さかった。19T4は海岸から約1.8kmと距離があるため、位相が遅れ振幅が小さくなっていると考えられる。

同じ期間の電気伝導度の振幅は142mS/mであった。ここでFig.7に示す電気伝導度鉛直分布より、塩淡水境界付近の電気伝導度差142mS/mは、深度に換算すると約0.72mの差に相当する。しかし地下水位の振幅は0.032mとこれより遙かに小さい。観測された電気伝導度が帯水層中の地下水の値を反映しているとする、25時間の間に淡水レンズの厚さが約1.4m変動していることになる。しかし実際にそのようなことが起こっているとは

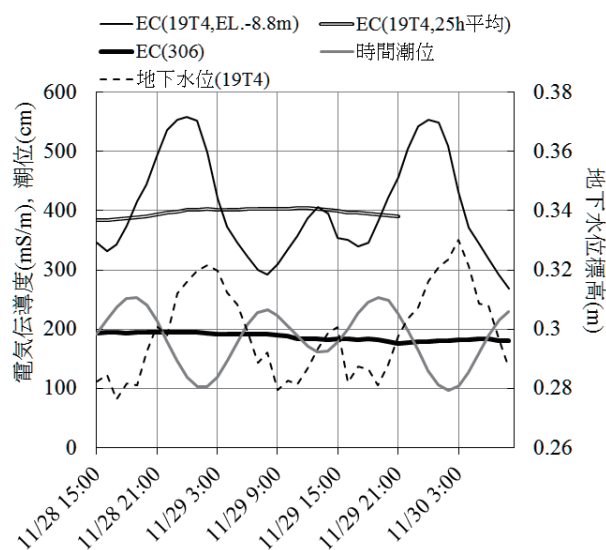


Fig.10 2012年11月28~30日における地下水位、潮位、電気伝導度

Groundwater level, tide level, and electric conductivity on Nov-28-30, 2012.

考え難い。深度が浅い306における電気伝導度の振幅は8mS/mと小さいことから、19T4の電気伝導度は孔内流によって帯水層内のそれより変動幅が大きくなっていると思慮される。

板寺（2003）は、大気圧補正後の地下水位について、測定値の25時間の平均を取ることで、潮汐の周期的な影響を取り除くことが出来ることを示した。このことを参考に、本稿では地下水位、電気伝導度とも、25時間の平均を取って淡水レンズの動態把握に用いた。

2 電気伝導度測定値による淡水レンズ厚の推定

人の手による深度0.5m毎の電気伝導度測定では、塩淡水境界である200mS/mを挟む2つの測定深度において、電気伝導度は直線的に変化すると仮定して塩淡水境界を求めてもそれ程大きな誤差は発生しない。しかし本研究における手法では自記電気伝導度計の間隔が3mと大きいので、2点間の直線近似による方法では誤差が大きくなる。

特にFig.6に示すように、電気伝導度が200mS/m～2,000mS/mの区間は変曲点が複数あり、塩淡水境界が標高-8mより深い位置に存在する場合、標高-8mと標高-11mの測定値を直線近似すると淡水の厚さを過小評価してしまう。そこで本研究では塩淡水境界に最も近い自記電気伝導度計の観測値から、塩淡水境界深度を推定する手法を検討した。

Fig.11に2012年10月11日および11月30日における19T4の塩淡水境界付近における電気伝導度と標高との関係を示す。

ここで10月11日の電気伝導度が160mS/m～420mS/m

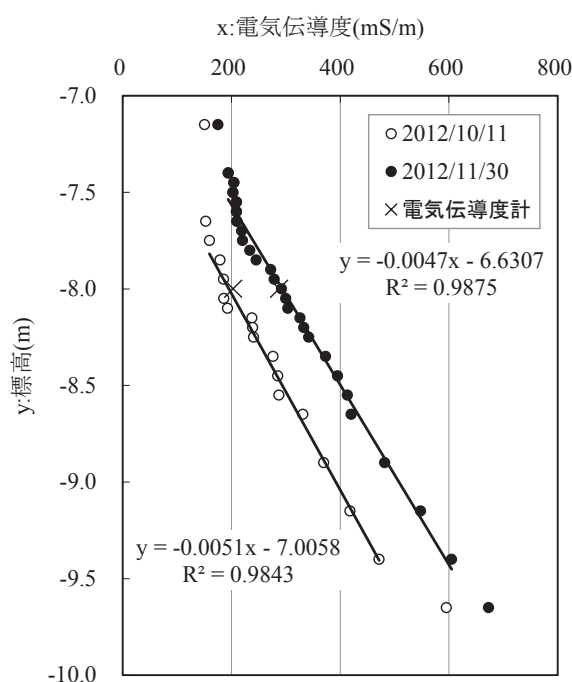


Fig.11 塩淡水境界付近における電気伝導度分布

Distribution of electric conductivity around freshwater - saltwater interface.

の区間を直線近似すると、近似式、

$$y = -0.0051x - 7.0058 \quad (2)$$

(x: 電気伝導度, y: 標高)

の相関係数 R^2 は0.98と高い値を示す。同様に11月30日においては、

$$y = -0.0047x - 6.6307 \quad (3)$$

となり、相関係数 R^2 は0.99であった。石田ら（2011）は多良間島内9箇所の観測孔について、電気伝導度170mS/mを示す深度と、電気伝導度200mS/mを示す深度には一定の相関関係があるとしており、式(2)、式(3)の相関係数が高いこと、グラフの勾配が近い値を示していることはこのことと整合的である。以上より、塩淡水境界付近においては標高の変化量と電気伝導度の変化量は比例関係にあると考えることができる。Fig.11には電気伝導度鉛直分布を測定した直前と直後の標高-8mにおける自記電気伝導度計によって測定した電気伝導度の平均値を併せて示すが、手測りによる直近の測定値と概ね等しくなっている。そこで、式(2)、式(3)の定数項はその時の淡水厚によって変化するが、係数は測定期間中大きく変化しないと仮定して、測定開始時～2012年10月11日までは標高-8mの測定値と(2)式の係数より、塩淡水境界標高を求め、地下水面から塩淡水境界標高までの距離を孔内の淡水厚とした(式(4)、(5))。また2012年10月11日～11月30日の期間は係数が(2)式の値から(3)式の値に時間とともに変化すると仮定し、同様に孔内の淡水厚を求めた(式(4)、(6))。

$$D = hf - k(x - 200) + 8 \quad (4)$$

$$k_1 = -0.0051 \quad (5)$$

$$k_2 = -0.0051 + (-0.0047 + 0.0051)t/50 \quad (6)$$

(D: 淡水厚, hf: 地下水位標高, x: 標高-8mの電気伝導度, t: 2012/10/11からの経過日数)

Fig.12に求めた孔内の淡水厚、地下水位(25時間平均)、潮位(25時間平均)、日降水量の観測期間中の変動を示す。

観測期間中孔内の淡水厚は2012年9月中旬まで概ね8m前後で推移した。電気伝導度測定値を25時間平均することにより、潮汐の影響はほぼ排除されており、計算によって求めた孔内の淡水厚は地盤の淡水レンズ厚を表していると考えられる。2012年1月～8月の降水量は1,296mmであり、この期間中の平年値1,197mmとほぼ同等であり、この期間淡水レンズ厚が大きく変動していないことと整合的である。

2012年6月以降の孔内の淡水厚が短期間で変動しているのは、台風の接近によるものである。Fig.12に多良間島に台風が接近した日を矢印で示す。台風が接近すると気圧の低下による吸い上げ効果によって一時的に潮位が上昇し、これに伴って孔内の電気伝導度が上昇し、孔内の淡水厚が減少する。台風通過後は上昇した潮位が以前

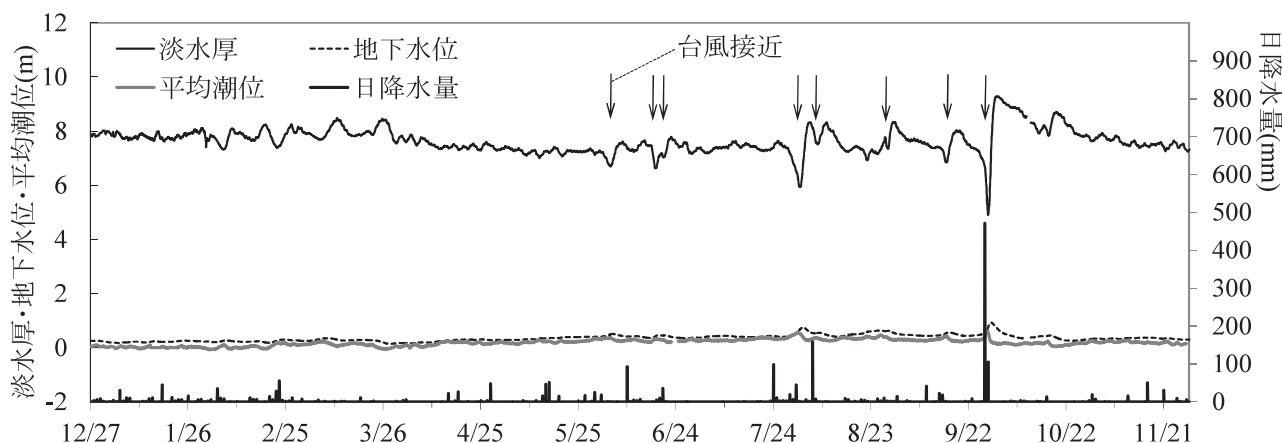


Fig.12 孔内の淡水厚の変動
Fluctuation of thickness of freshwater in 19T4

のレベルに戻る。孔内の電気伝導度が下降し、孔内の淡水厚が増加すると考えられる。孔内の淡水厚は台風通過数日後に台風接近前のレベルに戻る。このことは、電気伝導度測定値の25時間平均を取っても、周期性の無い潮位の変動を取り除くことはできないことを示している。よって、台風接近等で一時的な潮位の変動が起こっている期間中は、孔内の淡水厚を地盤中の淡水レンズ厚と考えることはできない。

3 2012年9月28日の台風17号通過時の淡水レンズ厚の変化

観測期間中、もっとも日降水量が大きかったのは2012年9月28日の471mmであった。これは、このとき多良間島を通過した台風17号によるもので、翌日の9月29日までの2日間の降水量は576mmに達した。9月28日午前8時からの24時間降水量は573mmであり、この値は多良間島における50年確率24時間降水量562mmを超えていた。このときの淡水レンズ厚の変化はそれまでの降雨に対するものとは異なっていた。

Fig.13に台風17号通過前後の地下水、平均潮位、標高0m, -8m, -11mにおける電気伝導度の変動を示す。孔内の電気伝導度は標高0mにおいては殆ど変化しなかったが、標高-8, -11mともに9月28日から29日にかけて一旦上昇し、その後下降した。いずれの標高においても、台風通過後の電気伝導度は通過前に対して大きく下降し、観測期間中の最低値を示した。台風通過時における一時的な電気伝導度の上昇は潮位が一時的に上昇したことによるものと考えられる。これに対して台風通過後は潮位の変動が治まった後も、電気伝導度は台風通過前の値を大きく下回ったままである。このことより電気伝導度が全般的に下降した要因は、降雨による地下水のかん養であると考えられる。

Fig.14に、台風17号通過前後の孔内淡水厚の変動を示す。

台風17号通過前において潮位偏差が0～1cmと安定し

ていた9月24日13:00～25日0:00における孔内淡水厚の平均値7.4mを基準とすると、台風17号通過後において孔内淡水厚は最大で約1.9m上昇した。台風通過後低下した潮位が回復した10月4日6:00～10:00（潮位偏差-6～-5cm）における孔内淡水厚は9.0mで、台風通過前に比べて1.6mの増となった。ここで多良間島における石灰岩の貯留係数は揚水試験結果（祖父江，2008）等より概ね0.15と見積もられている。上昇した孔内淡水厚を地盤の淡水レンズ厚の増加と考えると、このときかん養された地下水は降水量換算で240mmとなり、台風によってもたらされた降水量573mmの約42%となる。42%という値は多良間島の地下水かん養率は明らかでないが、多良間島同様琉球石灰岩が分布し河川が発達していない宮古島の地下水かん養率40%に近い。このことから、観測された孔内淡水厚の増加は帯水層中の淡水レンズ厚の増加と見なすことができると考えられる。

今回の観測期間中には100mm程度の降水量がある日

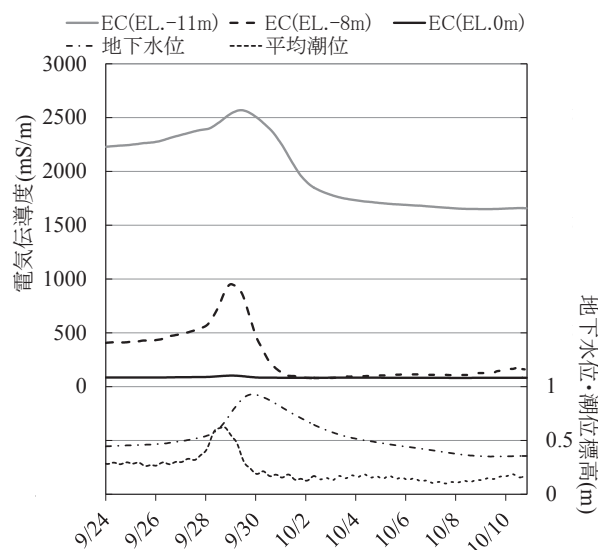


Fig.13 台風17号通過前後の電気伝導度の変動
Fluctuation of electric conductivity before or after the typhoon No. 17 passage.

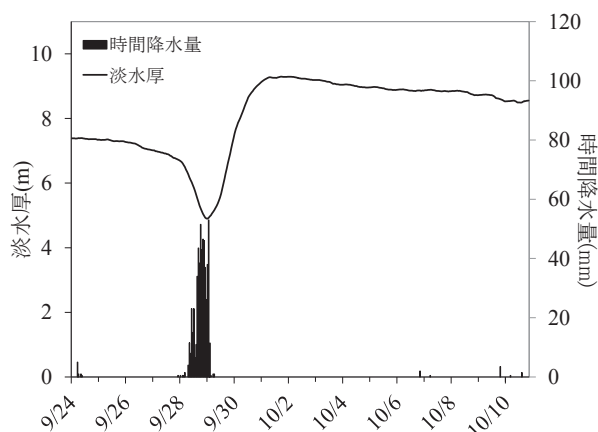


Fig.14 台風17号通過前後の孔内淡水厚の変動

Fluctuation of thickness of freshwater lens in 19T4 before or after the typhoon No. 17 passage.

が複数あったが、いずれも短期的な淡水レンズ厚の増加は見られなかった。観測期間を通して淡水レンズ厚は大きく変化しなかったことから、これらの降雨も淡水レンズの維持には有効であるが、淡水レンズ厚を増加させるには、より強い降雨が必要と考えられる。淡水レンズの持続的利用を考える上では、このような極端現象によるかん養の効果も考慮に入れる必要があろう。

Fig.15に2012年10月11日および2012年11月30日の観測孔における淡水厚を示す。

ほとんどの観測孔において淡水厚は11月30日で減少しており、特に島の中心部での減少幅が大きい。19T4では台風通過後最大1.6m増加した淡水厚が、2ヶ月後には台風通過前より0.3m厚い程度であった。このことは、台風によって一時的に上昇した淡水レンズ厚が速やかに元の状態に戻ることを示している。淡水レンズ地下水を水資源として考えると、淡水レンズが一時的に増大した際、積極的に揚水を行ってファームpondなどに貯留することが有効であると考えられる。

4 淡水レンズ観測手法について

多良間島では塩淡水境界の測定にオールストレーナの観測孔を用いているが、この様な例は世界的に見ると数少ない。一般的に第四紀に発達した石灰岩は、更新世の海水準の低下により、それまで堆積していた石灰岩が陸化し、浸食、溶解を受けた透水性の高い石灰岩層が存在したり (Peterson, 1997)、水の循環と石灰岩の溶解・再結晶などによって不均質な透水性を有する (Legrand and Stringfield, 1971) などの要因により、オールストレーナの観測孔を設けると透水性の高い層からの塩水侵入が懸念される。このため、ストレーナを特定の深度に限定した部分ストレーナの観測孔が設けられることが多い (Presley (2005) など)。多良間島においても部分ストレーナ観測孔が設置されれば、測定された電気伝導度は帯水層中の値を反映していると考えられ、信頼性は高いが、測定深度毎にボーリングを行う必要があるためコ

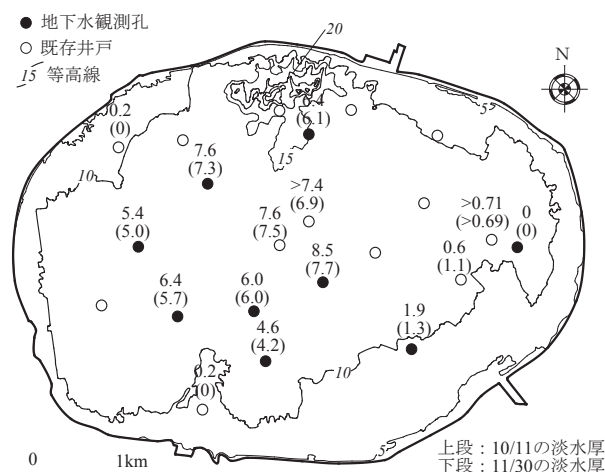


Fig.15 島の孔内淡水厚の分布

Distribution of thickness of freshwater lens in boreholes.

ストが高くなるという欠点がある。また電気伝導度の鉛直分布曲線を得ることができないため、塩淡水境界を求めるには直近の2点間を直線近似することになる。しかし、Fig.6, Fig.11に示すように、2点間の電気伝導度を直線近似できる区間は汽水域の一部であることから、塩淡水境界深度を正確に求めるためには数多くの観測孔を設けなければならない。このような問題の解決策として、Woodroffe and Falkland (1997) はココス諸島において、1本のボーリング孔内を深度2~3m毎にベントナイトで仕切り、複数層の採水が可能な地下水観測孔を設置して淡水レンズのモニタリングを行っている。この方法はベントナイト層による止水が確実に行われれば、信頼性の高いモニタリングが可能であろう。

多良間島においてオールストレーナの観測孔で塩淡水境界を求めることが可能であった理由は、帯水層内に極端な高透水性の層が存在しないことによると考えられる。これまで、深度別電気伝導度測定によって淡水レンズ形状を求める場合は、潮位差が少ない日と時間帯に観測が行われてきたが、本研究により一定の孔内流が発生していることが明らかになり、これまでの手法が妥当であったことを示している。一方で、深度別電気伝導度の自動測定データの25時間平均を取り、塩淡水境界付近の標高と電気伝導度の関係を予め求めることによって、潮位偏差が大きい期間を除けば淡水レンズ厚を推定できる。本研究では自記電気伝導度計を設置する深度を等間隔に近い形で配置したが、塩淡水境界を求めることに特化するのであれば、塩淡水境界付近に密に自記電気伝導度計を配置することが有効である。

VI 結 言

本研究では沖縄県多良間島を調査地として、淡水レンズの動態を把握する手法を検討するため、オールストレーナの観測孔内の5深度に自記電気伝導度計を設置し、

孔内電気伝導度を1時間間隔で測定した。

測定の結果、孔内の電気伝導度は潮汐の影響を受け周期的に変動していることが明らかになった。この影響は測定値の25時間の平均を取ることで取り除くことができたが、台風時などの不定期な潮位変動の影響は取り除くことはできなかった。淡水レンズの塩淡境界深度を求めるには、塩淡境界の上下に設置した自記電気伝導度計の測定値を直線近似すると誤差が大きくなる場合があるので、予め塩淡境界に近い汽水域の深度と電気伝導度の近似式を求め、連続測定によって得られた測定値を近似式に当てはめる手法をとった。淡水レンズ厚は2011年12月末から2012年9月下旬まで、概ね7～8m前後を推移したが、2012年9月28日の台風17号通過に伴う豪雨により、約1.6m増加した。この増加量と既往の研究によって求められた帯水層の有効間隙率から地下水かん養率を求めると約42%であり、同じ琉球石灰岩帯水層を持つ宮古島の値と整合的であった。

以上より、潮位偏差が大きい期間を除けば本手法によって淡水レンズの動態を把握することが可能であることが示された。

今後の展望としては、測定箇所を島内に分布的に配置することによって、島内の淡水レンズ賦存量と降水量・降雨パターンとの関係を明らかにすることができると考えられる。

本研究の一部は、農林水産省委託プロジェクト研究「農林水産分野における地球温暖化対策のための緩和及び適用技術の開発」(課題番号45150)、及び科研費(24580362)の支援を受けて実施した。また現地調査にあたっては内閣府沖縄総合事務局農林水産部土地改良課藤元企画指導官、沖縄総合事務局土地改良総合事務所高居所長、仲間調査課長、白石係長ら、多良間村役場むらづくり課にご協力頂いた。関係各位に感謝の意を表する。

参考文献

- 1) Fetter, C.W. (1972) : Position of the Saline Water Interface beneath Oceanic Islands, *Water Resour. Res.*, **8**(5), 1307-1315
- 2) Hubbert, M.K. (1940) : The theory of groundwater motion, *Journal of Geology*, **48**, 785-944
- 3) Intergovernmental Panel of Climate Change Working Group 2 (2007) : Impacts, Adaptation and Vulnerability, *IPCC Fourth Assessment Report (AR4) Climate Change 2007*, 689
- 4) 石田 聡・土原健雄・吉本周平・皆川裕樹・増本隆夫・今泉眞之 (2011) : 沖縄県多良間島における淡水レンズ賦存量の推定, 農業農村工学会論文集, **273**, 7-18
- 5) 板寺一洋 (2003) : 地下水位観測データの簡易な補正法と異常判定の基準について, 神奈川県温泉地学研究所報告, **35**, 47-52
- 6) 近藤邦英・上森千秋 (1972) : 海岸付近帯水層の透水量係数の推定について, 農業土木学会論文集, **42**, 13-20
- 7) LeGrand, H.E. and Stringfield, V.T. (1971) : Tertiary limestone aquifer system in the southeastern states, *Economic Geology*, **66**(5), 701-709
- 8) Moore, Y.H., Stoessell, R.K., Easley, D.H. (1992) : Freshwater/sea-water relationship within a ground-water flow system, northeastern coast of the Yucatan Peninsula, *Groundwater*, **30**(3), 343-350
- 9) 長田実也・古川博恭・富田友幸・座波吉実 (1988) : 沖縄・多良間島の淡水レンズ-琉球石灰岩の透水性について, 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, 420
- 10) 大我晴敏・古川博恭・小倉乙郎・西田民雄 (1974) : 沖縄県多良間島の地下水, 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, 368
- 11) 沖縄県 (1984) : 土地分類基本調査, 宮古地域, 13-22
- 12) 沖縄県福祉保健部薬務衛生課 (2011) : 沖縄県の水道概要, 平成21年度版, 33-36
- 13) Presley K.T. (2005) : Effects of the 1998 Drought on the Freshwater Lens in the Laura Area, Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands, *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5098*, 1-40
- 14) Peterson, F.L. (1997) : Hydrogeology of the Marshall Islands. In: Vacher, H.L., Quinn, T. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, Elsevier, 611-636
- 15) Rowe, M.P. (1991) : Bermuda. In: Falkland, A. (Editor), *Hydrology and Water Resources of Small Islands: A Practical Guide*, UNESCO, Paris, 333-338
- 16) 佐藤邦明・岩佐義朗 (2002) : 地下水理学, 丸善, p.123-125
- 17) 白旗克志 (2010) : 地下水電気伝導度測定による淡水レンズ水収支分析, 水土の知, **78**(6), 32-33
- 18) 祖父江久徳 (2008) : 多良間地区における集水井揚水試験について, 農業農村工学会九州支部講演会, 89, 2-5
- 19) Vacher, H.L. (1984) : Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses, *Geological Society of America Bulletin*, **100**(4), 580-591
- 20) Vacher, H.L. (1997) : Varieties of Carbonate Island and a Historical Perspective. In: Vacher, H.L., Quinn, T. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, Elsevier, 1-33
- 21) Woodroffe, C.D. and Falkland, A.C. (1997) : Geology and Hydrogeology of the Cocos (Keeling) Islands. In: Vacher, H.L., Quinn, T. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, Elsevier, 885-908
- 22) World Bank, 2000: Cities, Seas and Storms: Managing Change in Pacific Island Economies. Vol. IV: Adapting to Climate Change. World Bank, Washington, District of Columbia, 135

Investigation of Fluctuation of Freshwater Lens Using Continuous Monitoring of Electric Conductivity in Some Depths

ISHIDA Satoshi*, YOSHIMOTO Shuhei*, SHIRAHATA Katsushi*
TSUCHIHARA Takeo**, and IMAIZUMI Masayuki***

Summary

Electric conductivity of groundwater was measured continuously at EL.0m, -5m, -8m, -11m, and -14m respectively in a borehole in Tarama Island, Japan to clarify the fluctuation of the freshwater lens. Electric conductivity was fluctuated by the influence of the tide. The influence was removed by averaging measurements by 25 hours. However, the fluctuation of the irregular tide brought by the typhoon etc. was not able to be removed. The thickness of the freshwater lens was presumed from the electric conductivity. The thickness of the freshwater lens was about 8m from November, 2011 to September, 2012. The thickness of the freshwater lens increased by 1.6m when Typhoon No.17 that brought heavy rains to the Tarama Island passed. Calculated groundwater recharge rate was appropriate for past research. This result shows that the continuous monitoring of electric conductivity was useful to clarify the fluctuation of the thickness of a freshwater lens.

Keywords : Groundwater, Freshwater lens, Borehole, Electric conductivity, Continuous monitoring