

将地电方法与动态导出的地质力学参数集成在尼日利亚横河州部分地区预测含水层存储特性

Fidelis Ankwo Abija^{1,2}

1 尼日利亚 哈科特港 地质力学、能源和环境可持续性中心

2 尼日利亚 哈科特港 河流州立大学地球科学与空间技术学院

摘要：预测地下岩石的储集财产是地下水勘探和长期取水井规划潜力评价的基本问题。含水层中的水通过弹性储存和重力排水进行储存和/或释放。含水层储存参数传统上是根据抽水试验数据确定的，在钻井之前，这些数据很少可用。利用经验公式 $S=3.0 \times 10^{-6}b$ ，根据岩石岩性和含水层厚度估算承压含水层的储水量 (S)，但 $S=S_s b$ 忽略了孔隙度和压缩性的影响。储量方程假设所有含水岩石具有恒定的比储量，尽管比储量直接取决于岩石孔隙度，最重要的是，岩石颗粒的压缩性因岩性而异。在这项研究中，解释了31个位置的场电阻测量得出的视电阻率数据，以推断地质电层岩性和厚度。为了确定岩石颗粒的压缩性以计算比储量，使用解释的表层岩石的平均密度来估算含水层深度的垂直应力。结果表明，岩石矿物颗粒压缩性在 7.915×10^{-7} 至 9.235×10^{-5} / Pa 之间，孔隙度在 0.08 至 1.64 之间，风化覆盖层和砂岩孔隙度较高；比存储量在 8.32×10^{-6} 至 1.80×10^{-3} 之间，存储量在 3.161×10^{-6} 到 1.96×10^{-3} 。很明显，结果表明，岩石类型以及不同含水层的蓄水量会导致比蓄水量的不同。

关键词：含水层；地电层；地质力学；特定存储；存储性

Predicting Aquifer Storage Properties Integrating Geoelectric Methods with Dynamically Derived Geomechanical Parameters in Parts of Cross River State, Nigeria

Fidelis Ankwo Abija^{1,2}

1 Centre for Geomechanics, Energy and Environmental Sustainability, Port Harcourt, Nigeria

2 Institute of Geosciences and Space Technology, Rivers State University, Port Harcourt, Nigeria

Abstract: Predicting subsurface rocks' storage properties is a fundamental problem of groundwater prospecting and potential evaluation for planning of long term abstraction wells. Water in aquifers is stored and or released from elastic storage and gravity drainage. Aquifer storage parameters are traditionally determined from pumping tests data which are seldom available until wells have been drilled. Confined aquifer storativity (S) is estimated as a function of rock lithology and thickness of the aquifer using the rule of thumb equation $S = 3.0 \times 10^{-6}b$, but $S = S_s b$ neglecting the effect of porosity and compressibility. The storativity equation assumes that all aquiferous rocks have a constant specific storage even though specific storage is directly dependent on rock porosity and most importantly rock grain compressibility which differs with lithology. In this study, apparent resistivity data derived from field resistance measurements in 31 locations were interpreted to infer geoelectric layers lithologies and thicknesses. To determine the rock grain compressibility for computation of the specific storage, vertical stress at the aquifer depth was estimated using average densities of the interpreted subcrustal rocks. Results show that rock mineral grain compressibility varies from 7.915×10^{-7} to 9.235×10^{-5} / Pa, porosity from 0.08 to 1.64 with the weathered overburden and sandstones having the higher porosities; specific storage vary from 8.32×10^{-6} to 1.80×10^{-3} and storativity ranges from 3.161×10^{-6} to 1.96×10^{-3} . Clearly, results indicates that the specific storage differ predictably with rock type and consequently the storativity of the different aquifers.

Keywords: Aquifer; Geoelectric layers; Geomechanics; Specific storage; Storativity

1. 引言

含水层蓄水财产对于理解含地下水岩石单元上瞬态

应力的水力响应非常重要。特定储存量是在两个正交方向上没有应变且第三正交方向上的总法向应力恒定的条件下，每单位体积液压力每单位下降从储存中释放的流体。该定义适用于任何代表性元素岩石体积的一般各向同性三维弹性。它是一个点性质，与问题域应力和头部边界条件无关^[1]。多孔岩石中的水通过弹性储存和重力排水来储存和/或释放^[2]。由于地质的不均匀性，含水层的特定蓄水量和蓄水率可能会在空间上发生变化，对这些财产的估算可以定量预测含水层对补给和抽水的水力响应。

通常通过使用单井或多井含水层测试分析钻孔抽水试验数据，或通过数值模拟方法在区域范围内，在局部范围内估计蓄水财产。局部尺度的变化范围从几十英尺到几百英尺不等，而区域尺度的特点是长度从几百英尺到几千英尺不等。

尽管地表水很容易出现在边界由地形决定的流域中，但地下水出现在地下岩石中，这些岩石具有储存和传输地下水的功能，其速度足够快，足以向水井提供合理的水量。地下水分界线与地表水分界线不一致，因此地下水管理取决于其赋存方式和含水层的水力特征。地下水的储存、传输以及通过井的抽取构成了地下水的潜力。其产量和开采量取决于储层和围隔层的位置、厚度和岩性，以及弱透水层的水力特征和地下水抽取量^[2]。

^[3]开发了仅根据岩性和厚度估算承压含水层储量的方法；并指出，可以根据比容量来估计含水层的透射率，但不容易获得比存储量和存储量。在他的主张中，

作为生产性水井选址的先决条件，尤其是在结晶基底环境中，地下水勘探一直是一个具有挑战性的问题，因为水文地质学家面临着在缺乏数据的情况下必须预测含水层的行为的问题。

基于地质发生模式，采用地球物理方法探测地球地下，而地下水勘探中的地电测量方法在全球已有200多年的历史^[4]。

地质学原理在确定含水层水力特性方面的应用尚未得到足够的重视。本研究采用了这种方法，因为计算含水层比储存量所需的参数之一，即岩石颗粒压缩性可以使用地质学方法确定。

研究区域是一个结晶基底地形，其上覆盖着固结砂岩、页岩、粉砂岩和花岗岩风化带，历史上大多数钻孔都是从薄覆盖层中钻出来的。^[5]在他对非洲基底含水层的研究中，由于化学风化会产生孔隙度为40-50%、比产量为15-30%的腐泥土浮土，因此在结晶基底区域进行钻孔时，需要20-25m的最小覆盖层厚度。

地下水赋存的一个关键因素是孔隙度和/或渗透率的存在^[6]。砂岩含水层由于压实和/或固结，孔隙度可能小于30%。在极端情况下，孔隙度可<1%，水力传导率可在未破裂岩石的范围内，即 $<10^{-10}$ m/s。

钻前水文地质和地球物理评估以及地下水含水层的

水力特征有助于在未钻取抽水试验钻孔时预测含水层系统的地下供水潜力。这项研究旨在调查并提供解决钻孔失败问题的方法，其中大多数钻孔都是从薄风化覆盖层中提取的。为了实现这一目标，将垂直电测深（VES）数据与估算的地质力学财产（如垂直应力、体积和岩石颗粒压缩性、比奥系数）相结合；采用孔隙度和地层因素预测了该地区的含水层水力特征、保护能力和地下水潜力。

2. 研究区域

研究区域下方为罗斯河平原和尼日利亚东南部基底复杂地区的白垩系沉积物（图1）^[7, 8]。它是前寒武纪基底杂岩的两个分支的一部分，即尼日利亚东南部的奥布杜高原和奥班地块。据^[42]报道，奥布杜高原和奥班地块是喀麦隆向尼日利亚延伸的铰链线，与贝努埃海槽相连。该基底岩石被卡拉巴尔侧翼的白垩系沉积物覆盖，但被马姆费海湾隔开，马姆费湾是该州北部的一个填充地堑^[9]。主要岩石类型包括千枚岩、片岩、片麻岩、麻粒岩和花岗岩、镁铁质和超镁铁质岩石侵入的混合岩。它们的年龄从新太古代到泛非时期^[10]。特征岩石类型为向上变细的河流碎屑点坝层序和属于阿尔比时代Asu河群的河岸上泥岩^[11]。由沉积岩组成的马姆费裂谷与节理玄武岩一起出现，马姆费组的典型位置位于毗邻喀麦隆共和国马姆费的Cross河岸边，露出800m的块状长石砂岩和泥灰岩、砂质石灰岩和页岩夹层^[12]。马姆费盆地尼日利亚部分的层序包括砾岩未成熟泥岩^[13]，有断层证据^[14]。白垩系沉积物被花岗岩、花岗闪长岩、粗粒岩和玄武岩侵入。白垩系沉积物由压实至固结的砂岩、粉砂岩、页岩和泥岩组成，在该地区露头。泥岩层中存在薄的压实粘土单元，偶尔夹有页岩和砂岩，在跨河平原的Igbo Imabana、Assiga、Ababene、Ekpeti和Adim中露出。地质构造中暴露的岩石类型主要压实为固结砂岩、粉砂岩、页岩、玄武岩、粗玄武岩和结晶花岗岩。Ijutum被火成侵入岩覆盖。结晶基底杂岩被跨河平原覆盖。水晶基底岩石似乎被罗斯河平原的固结沉积物所覆盖，Akafefor的85%以上。Akpét Central位于尼日利亚东南部花岗岩基底地层内。该地区的水文状况反映了典型的雨林环境，有树枝状河流和溪流。罗斯河（Cross River）、洛蓬河（Lokpon）、奥克沃河（Okwo）、奥克雷库乌河（Okerekwu）、乌迪普河（Udip）、乌达姆河（Udam）是该地区的主要河流和溪流。小河流，如Lekpoi、Igbo Imabana的Ebehe、Lemene、Akpét Central的Ugom、Akrefor的Iwusu流Egbono流；Ekpeti的Lekwo。流向东或西取决于该区域的局部坡度。尽管研究社区中存在大量季节性溪流和池塘；约95%的可用地表水是人类消费的不纯水。

3. 研究方法

现场方法包括地质、水文地质和电阻率测深调查。

ABEM Terrameter SAS 300C 是一种具有电位排列的简单电阻率计，用于测量场电阻。在这种方法中，进行了深度调查，作为根据推断的岩性、厚度和电阻率推断地下不同导电岩石单元垂直顺序的基础。通过使用电接触将电流简单地引入地下来实现深度穿透。通常，使用四个钢制终端电极以尽量减少材料接触的影响，在进行测量时，通过两个钢电极（电流电极）A 和 B 将直流或极低频 (<1Hz) 电流引入地面，这两个钢制电极在地面上形成电位差。

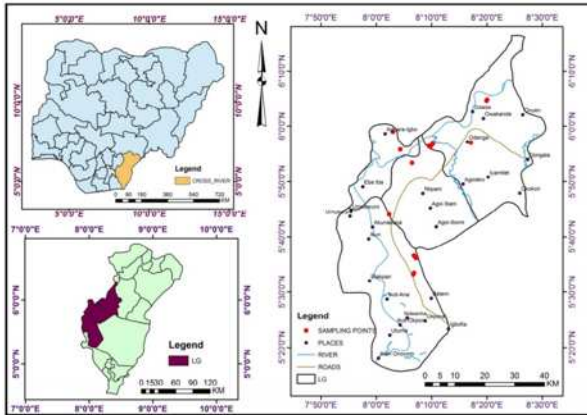


图 1. 显示研究地点的研究区域地图。

测量第二对钢电极(电位电极)M 和 N 之间的电位差。根据斯伦贝谢电极阵列，四个电极 a-M-N-B 保持在一条直线上，使得 $AB \geq 5MN$ 。共在 11 个社区进行了 31 次垂直电测深 (VES)。根据岩层的可达性和走向，电极的延伸范围在 600 至 1000 米之间。

4. 数据分析

地电测量数据

使用方程 (1) 根据测量的场电阻值计算下层的视电阻率，单位为欧姆

$$\rho_a = GR \quad (1)$$

对于本研究所采用的斯伦贝谢电阻率测量阵列，视电阻率使用公式 (2) [2] 计算

$$\rho_a = \pi R \frac{(AB/2)^2 - (MN/2)^2}{(MN)} \quad (2)$$

ρ_a = 视电阻率，取决于电极配置的几何因子，R= 场电阻 ($R = \Delta V / I$)，AB= 电流电极间距，MN= 电势电极间距， π = 常数。

使用 Zohdy 计算机软件程序，将所获得的视电阻率结果绘制为双对数曲线中的电流电极间距的一半（以米为单位），并进行定量解释，以获得类型曲线和地下地电模型。进行了定量数据分析，以推断土层序列；它们的厚度、到层的深度和各自的电阻率。

蓄水层财产

特定存储

这是由于矿物岩石骨架的压缩性和每单位水头变化的孔隙水而储存或排出的饱和地层每单位体积的水量。

它也称为弹性储存系数，由方程 (3) [15] 给出。

$$S_e = \rho_w g (C_g + \phi \beta) \quad (3)$$

式中， ρ_w = 水的密度，g= 重力加速度， C_g = 岩石颗粒压缩性， ϕ = 岩石孔隙度， β = 水的压缩性 $= 4.8 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$

存储性

承压含水层含水层的蓄水量 (S) (也称为蓄水系数) 是特定蓄水量 (S_s) 与方程 (4) 中表示的含水层厚度 (b) 的乘积。

$$S = bS_s \quad (4)$$

岩石岩性和含水层厚度的函数

经验法则方程 (5) [16]; [17].

$$S = 3.0 \times 10^{-6} b, \quad (5)$$

该方程意味着常数 (3.0×10^{-6}) 表示方程 (5) 中的比存储量 (S_s)，而方程忽略了孔隙度和压缩性的影响。它假设所有含水岩石都具有恒定的比储量，尽管它直接取决于岩石孔隙度和最重要的岩石颗粒压缩性，两者都因岩性而异。地下水通过弹性储存和释放，岩石弹性取决于压缩性和孔隙度。这就需要确定含水层的压缩性和孔隙度，以评估特定蓄水量。地下岩石的地质力学财产是通过在钻井期间从钻孔中取出的岩芯进行静态测试来确定的。然而，在地下水勘探过程中，岩芯很少可用，因此使用依赖于地球物理数据的动态方法。在该方法中，进行了垂直电测深，并解释了地质电层的厚度、深度和推断的岩性，以及用于确定岩石颗粒压缩性和孔隙度的结果，作为公式 (3) 的输入 [15]。

含水层岩石地质力学财产的测定

作为方程 (3) 的输入，需要确定岩石颗粒的压缩性和孔隙度。岩石颗粒可压缩性 (C_g) (in/Pa) 是由于零孔隙度岩石的可压缩矿物颗粒的平均重量，每静水压力下岩石基质体积的变化。它是体积压缩性的函数，如下所示

$$C_g = (\alpha + 1)C_b \quad (6)$$

含水岩石的体积压缩性 (C_b) (in/Pa) 是多孔岩石体积随压力变化的单位变化 ($\Delta V / V \Delta P$)。具有孔隙度的体积压缩性是每静水压力的体积变形，是岩石体积模量的倒数。其给出如下

岩石压缩性和压实在垂直方向上发生，这是由于覆盖层下地壳岩石静力材料的重力荷载，

其中 V_b = 岩石的体积， σ_z = 深度 z 处的垂直应力，h = 原始储层厚度，z = 深度 [18]。

垂直应力大小的确定

每个深度 z 处的垂直应力 (单位: mpa) 是确定岩石颗粒压缩性的输入参数。通过代入解释岩层的平均岩石密度 (表 1) 并从地表到感兴趣深度进行积分，使用方程 (9) 进行估算。将根据方程 (6) 确定的垂直应力结果与使用 [19] 方程 (10) 计算的结果进行比较，以进行预测。使用两个方程对垂直应力大小进行关联，得出

方程(11),用于预测研究位置的垂直应力,相关系数(R2)为0.9972(图2)。

| Rock | Average Density (g/cm ³) |
|---------------|--------------------------------------|
| Overburden | 1.92 |
| Sandstone | 2.35 |
| Shale | 2.40 |
| Granite | 2.64 |
| Basaltic rock | 2.99 |

表 1. 表层岩石的平均密度^[20]。

$$\sigma_z = \int \rho g dz \quad (9)$$

$$\sigma_z = 0.027z \quad (10)$$

$$\sigma_z = 0.9583(0.027z) - 0.024 \quad (11)$$

毕奥系数

地下的多孔岩石在孔隙弹性和有效应力条件下发生弹性变形^[21]。孔隙水压力产生的有效应力抵消了施加的总应力,并考虑到岩石框架在孔隙水压力变化时抵抗地下岩石变形的阻力,[22, 23]在Terzaghi方程中引入了一个称为Biot常数或系数的系数(α)。该常数强烈依赖于岩石的压缩性、体积模量和孔隙度。[24],[25]提出了基于岩石颗粒和体积压缩性的Biot系数公式(12)。

$$\alpha = 1 - C_g/C_b \quad (12)$$

[26]提出了基于岩石孔隙度(ϕ)的Biot系数的经验关系式(方程式13)

$$\alpha = 1 - (1-\phi)^{3/(1-\phi)} \quad (13)$$

地层因素和孔隙度

[27]建议,对于清洁的含水地层,即不含大量粘土和碳氢化合物的地层,其电阻率与饱和盐水成比例。比例常数称为形成因子(F),如(方程式14)所示

$$F = \rho_0 / \rho_w \quad (14)$$

式中, ρ_0 =水饱和砂/砂岩的电阻率, ρ_w =地下水电阻率(淡水=20[28],F=固有地层系数)。

地层因素综合了影响电流流动的材料的所有财产,如孔隙度、孔隙形状和成岩胶结作用。根据[27],地层系数(F)为(方程式15)

$$F = a / \phi^m \quad (15)$$

式中,a=电弯曲度, ϕ =孔隙度,m=胶结系数。

对于压实砂岩,[29]分别从实际情况中提出了公式(16)和(17),用于地层系数和孔隙度。

$$F = 1 / \phi^2 \quad (16)$$

$$\phi = (1/F)^{1/2} \quad (17)$$

5. 结果和讨论地电层

解释的地下岩性、厚度和产状深度如表2所示。解释的含水层岩性包括罗斯河平原白垩系沉积物的风化风化层、断裂页岩和砂岩。电阻率结果描述了研究地点的3至6个地电地下土层。第一层和最上层地电层的厚度范围为0.4至10.1m,电阻率范围为9.94-1382.8 Ω m,形成风化风化层,而第2层厚度在1.6-28.27m之间,

电阻率在3.03-2628.5之间 Ω m。在电阻率为1.6-3507.6的地方,第3层的厚度从2.1m到无穷大不

等 Ω m。该层在Araragha、Ofombongha、Ogada(位置1和2)、Ilike、Akpét 1号和Ezzomozu的七个研究地点形成结晶基底复合体。第3层的基底杂岩记录了该层的高电阻率值。第四个地电层出现在伊博伊马巴纳、姆博蒂、伊朱图姆、阿贝贝内、埃克佩蒂、阿西加、阿克佩特中央(位置1、2和3)、阿迪姆位置1、伊克佩列瓦2和阿克佩特2,并延伸到无限远处。层电阻率在7.4-6711.54之间变化 Ω m、在发生4个以上地电地下分层的区域记录的较低值。Okpame 1和2、Adadama、Akafefor和Ikpelewha位置1出现了五个地电地下地层,厚度范围为6.4m至无穷大,电阻率为21.7-13338.36 Ω m,位于基底复杂岩石下的区域。Ilike描绘了地下六个地电层,其范围无限,层电阻率为444.8 Ω m(表2)。

地质力学和存储财产

岩石单元地质力学和储存财产的评估结果见(表3)。65m深处的垂直应力范围为0.23Mpa至2.04Mpa,应力大小随岩石岩性而变化,表明岩石密度的影响。体积压缩性在 9.01×10^{-7} 至0.70038/Pa之间,而岩石颗粒压缩性在 8.84×10^{-7} /kPa至1.28392/kPa之间。最大的颗粒压缩性值出现在断裂页岩中,孔隙度为0.51,最高的比储存值为10.52,储存率为219.7。砂岩的体积压缩性在 9.01×10^{-7} 至 1.02×10^{-6} /kPa之间,颗粒压缩性在 8.84×10^{-7} 到 1.09×10^{-6} /kPa之间。砂岩孔隙度在0.22至0.36之间变化,比储存范围为 8.67×10^{-6} 至 1.073×10^{-5} ,储存范围为0.0005至0.0004(表3和图3)。风化腐泥土的体积压缩性为 8.55×10^{-7} 至 1.23×10^{-6} /kPa,颗粒压缩性为 1.26×10^{-6} 至 8.3×10^{-5} /kPa,孔隙度为0.25至0.96,比储量为 1.71×10^{-5} 至 2.02×10^{-5} (表3和图3),储量为0.0006至0.0008(表3与图4)。这些风化风化层的孔隙度、比储量和储水量使其成为良好的含水层。本研究中预测的特定蓄水量与所有含水层中的常数项(3.0×10^{-6})之间的百分比差异高达130%(图4)。根据层厚度和常数 3.0×10^{-6} (Lohman; 1972; Todd; 1980)的乘积估算的储能率在0.000001至0.00045之间变化(图9)。因此,用这种方法估算的储藏性是有误导性的。这是因为不同的岩石类型有或没有裂缝,具有其特有的孔隙度和压缩性。岩石颗粒压缩性与比存储量的相关性表明,系数为1时,岩石颗粒压缩率与比存储率成正比(图6)。孔隙度和Biot系数的相关系数为0.99(图7),而地层系数和孔隙度(图8)的相关系数均为-1,均显示出很强的相关性。含水层特定蓄水量与蓄水量的相关性(图9)是一个系数为1的强曲线多项式关系。所有相关系数表明,使用解释的岩石岩性、层厚和深度估计的地质力学参数是可靠的,可以用于预测含水层的储水财产。

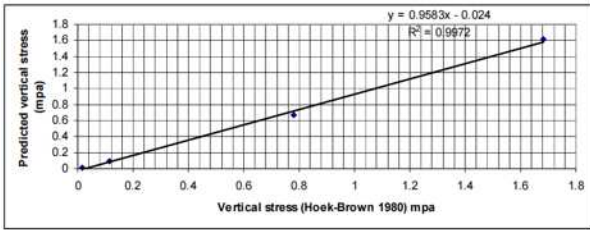


图 2. 预测垂直应力随使用 Hoek-Brown 方程确定的垂直应力的变化。

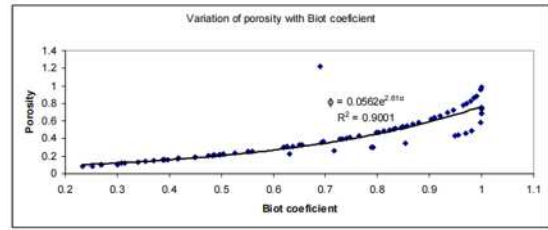


图 7. 孔隙度随含水层比奥系数的变化

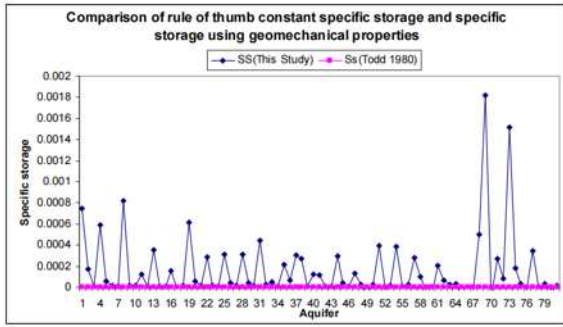


图 3. 将本研究确定的比储存量与 [17, 18] 的常数项 3.0×10^{-6} 进行比较。

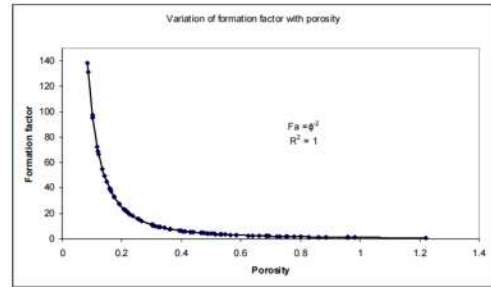


图 8. 形成因子随含水层孔隙度的变化。

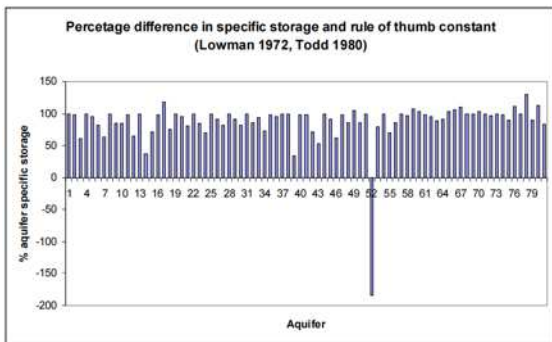


图 4. 预测的比存储量和常数之间的百分比差异。

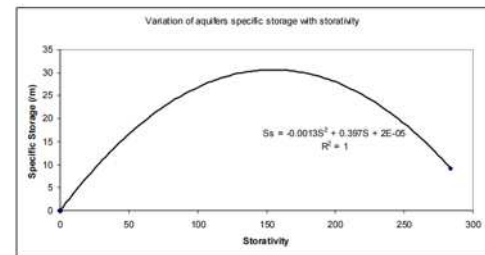


图 9. 含水层比储量与蓄水性的相关性。

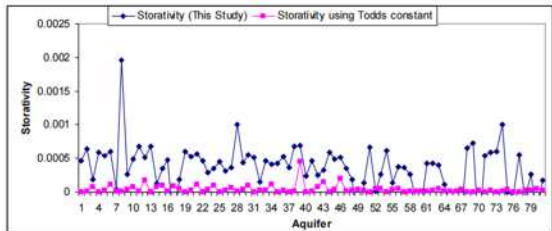


图 5. 使用 Freeze 和 Cherry (1979) 方程和 Todd 中本研究的压缩性和孔隙度值确定的储水量的比较；1980 年，洛曼；1979 年方程。

6. 结论

迄今为止，使用方程 [17, 18] 估算含水层储水量的方法假设所有岩石，无论岩性、孔隙度、压缩性和裂缝，都具有相同的特定储水量。这一假设是错误的，在本研究中，很明显，由于成分、孔隙度和压缩性的变化，所有岩石的比储存量都不同。岩石弹性是其压缩性的函数；岩石储存流体如水的的能力取决于其孔隙度。由于由于覆盖层荷载，地下水释放到抽水井中来自弹性储存和重力排水，因此，假设储量方程 [17, 18] 中所有岩石的恒定比储存值为 3.0×10^{-6} 的结论是错误的。使用依赖于探测地下的地球物理数据解释的动态方法，可以提供有关地球知识的有用数据，这些数据有助于预测地下岩石的力学财产及其对应力的响应。

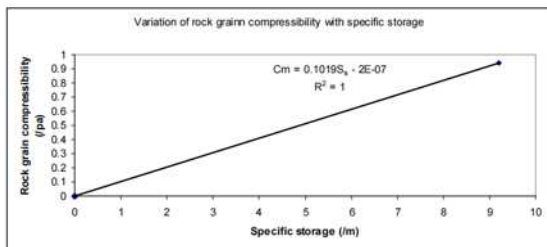


图 6. 岩石颗粒可压缩性随含水层比储量的变化。

| VES Code | Layer thickness (m) | | | | | Layer resistivity (Ωm) | | | | | |
|------------|---------------------|-------|-------|-------|------|------------------------|---------|---------|---------|---------|-------|
| | h1 | h2 | h3 | h4 | h5 | ρ1 | ρ2 | ρ3 | ρ4 | ρ5 | |
| VES 1_ahu | 0.62 | 3.62 | 2.465 | 33.35 | = | 472.48 | 31.29 | 41.45 | 165.63 | 13338.4 | |
| VES 2_aps | 0.99 | 9.93 | 46.11 | = | = | 121.64 | 51.27 | 25.51 | 79.80 | = | |
| VES 3_mh4 | 3.8 | 3.7 | 2.4 | = | = | 20.7 | 7.4 | 21.8 | 8740.1 | = | |
| VES 4_oz2 | 13.0 | 24.2 | = | = | = | 444.2 | 27.0 | 35076.6 | = | = | |
| VES 5_je | 0.87 | 9.61 | 19.20 | = | = | 11.72 | 33.08 | 402.42 | 517.96 | = | |
| VES 6_ah6 | 1.93 | 26.34 | 32.64 | = | = | 45.63 | 129.75 | 150.80 | 39.33 | = | |
| VES 7_ah9 | 3.14 | 28.27 | 14.76 | = | = | 656.23 | 795.90 | 418.11 | 6872.67 | = | |
| VES 8_ah | 0.99 | 8.94 | 30.18 | = | = | 91.13 | 71.20 | 48.96 | 53.42 | = | |
| VES 9_ahc | 1.62 | 14.58 | 35.05 | = | = | 746.31 | 1328.55 | 994.59 | 6712.18 | = | |
| VES 10_ah | 1.86 | 8.67 | 21.48 | = | = | 3460.89 | 893.99 | 664.04 | 2711.54 | = | |
| VES 11_ahc | 3.23 | 11.60 | 32.22 | = | = | 117.59 | 212.90 | 313.09 | 805.19 | = | |
| VES 12_ah | 1.2 | 3.7 | 18.7 | 38.7 | = | 63 | 85 | 70 | 840 | = | |
| VES 13_ah4 | 2.0 | 10.0 | = | = | = | 80 | 220 | 190 | 3900 | = | |
| VES 14_ah6 | 1.31 | 2.84 | 8.97 | = | = | 9.94 | 3.09 | 2.30 | 31.09 | = | |
| VES 15_ah6 | 1.16 | 6.71 | 9.09 | 36.68 | = | 202.62 | 356.14 | 220.36 | 300.2 | 171.12 | |
| VES 16_ah1 | 2.0 | 10.0 | = | = | = | 420 | 120 | 940 | = | = | |
| VES 17_ah2 | 1.2 | 3.7 | 18.7 | = | = | 63 | 85 | 70 | 840 | = | |
| VES 18_ah6 | 2.7 | 4.7 | = | = | = | 540.7 | 85.1 | 1026.5 | = | = | |
| VES 19_ah1 | 2.6 | 8.6 | 14.3 | 6.4 | = | 1382.8 | 2628.5 | 153.9 | 71.9 | 1330.8 | |
| VES 20_ah2 | 1.7 | 17.5 | 18.2 | = | = | 38.5 | 1915.2 | 776.4 | 19.4 | = | |
| VES 21_ah1 | 1.3 | 2.4 | 5.5 | 11.8 | = | 88.0 | 542.3 | 11.0 | 7.4 | 1729.9 | |
| VES 22_ah2 | 3.3 | 2.8 | 2.1 | 6.7 | 15.4 | = | 26.3 | 108.4 | 185.2 | 291 | 444.8 |
| VES 23_ah1 | 3.9 | 13.0 | 24.1 | 8.6 | = | 399.1 | 1823.4 | 2768.3 | 168.8 | 3367.2 | |
| VES 24_ah2 | 1.3 | 10.0 | = | = | = | 108.5 | 18.4 | 8.7 | 178.1 | = | |
| VES 25_ah1 | 0.4 | 6.7 | = | = | = | 42.7 | 10.7 | 1531.8 | = | = | |
| VES 26_ah2 | 6.7 | 3.6 | = | = | = | 92.8 | 9.6 | 278.5 | = | = | |
| VES 27_ah | 2.0 | 7.4 | = | = | = | 107.5 | 58.3 | 119.8 | = | = | |
| VES 28_ah | 0.4 | 3.6 | = | = | = | 53.5 | 10.2 | 313.5 | = | = | |
| VES 29_ah | 2.4 | 5.6 | 13.1 | = | = | 37.4 | 149.7 | 13.4 | 1031.1 | = | |
| VES 30_ah1 | 1.7 | 1.6 | 8.8 | 7.1 | = | 83.2 | 216.6 | 1.6 | 13.6 | = | |
| VES 31_ah2 | 10.1 | 8.8 | 14.8 | 10.1 | = | 213.6 | 283.2 | 42.4 | 35.0 | 5262.0 | |

表 2. 研究位置的电层、厚度和产状深度。

| Location & VES No | Layer Resistivity (Ohm-m) | Depth (m) | Thickness (m) | Interpreted Lithology | ρ_a (MPa) | C_1 (kPa) | C_2 (kPa) | Biot F | μ | S_v | S | |
|-------------------|---------------------------|-----------|---------------|---------------------------|----------------|--------------------|--------------------|--------|-------|-------|---------------------|---------|
| VES 1_aka | 165.63 | 62.24 | 24.62 | Sandstone | 1.39 | 6.94×10^7 | 1.16×10^8 | 0.68 | 8.28 | 0.35 | 1.142×10^7 | 0.0004 |
| VES 1_ajm | 75.90 | 46.11 | = | Fractured shale | 1.43 | 0.70038 | 1.2892 | 0.83 | 3.80 | 0.51 | 10.52 | 219.75 |
| VES 2_mg | 21.8 | 30 | 20 | Saprolite | 0.23 | 4.17×10^6 | 8.3×10^6 | 0.99 | 1.09 | 0.96 | 0.0008 | 0.002 |
| VES 4_gzr | 27 | 30 | 17.0 | Sandstone | 0.94 | 1.04×10^7 | 2.56×10^7 | 0.99 | 1.35 | 0.86 | 2.02×10^7 | 0.0005 |
| VES 5_jh | 402.42 | 46.11 | 14.70 | Sandstone | 1.67 | 5.88×10^7 | 8.84×10^7 | 0.50 | 20.12 | 0.22 | 8.67×10^6 | 0.0005 |
| VES 6_abc | 150.80 | 65 | = | Sandstone | 1.55 | 6.44×10^7 | 1.09×10^8 | 0.70 | 7.54 | 0.36 | 1.073×10^7 | 0.0004 |
| VES 7_kp | 418.11 | 51.23 | 35.03 | Weathered Granites | 1.12 | 8.55×10^7 | 1.28×10^8 | 0.50 | 20.9 | 0.23 | 1.23×10^7 | 0.0002 |
| VES 8_au | 48.96 | 46.11 | 26.18 | Weathered granites/gneiss | 1.17 | 8.38×10^7 | 1.60×10^8 | 0.90 | 2.45 | 0.64 | 1.57×10^7 | 0.0006 |
| VES 9_abc 1 | 994.55 | 51.23 | 35.03 | Weathered granites | 1.30 | 7.54×10^7 | 1.02×10^8 | 0.35 | 49.7 | 0.14 | 1.00×10^7 | 0.0004 |
| VES 10_abc 2 | 664.66 | 31.41 | 21.48 | Weathered granitic gneiss | 0.79 | 1.23×10^6 | 1.74×10^6 | 0.42 | 33.2 | 0.17 | 1.71×10^7 | 0.0004 |
| VES 11_abc 3 | 313.09 | 47.12 | 32.22 | Weathered Granites | 1.2 | 8.20×10^7 | 1.27×10^8 | 0.56 | 13.7 | 0.25 | 1.71×10^7 | 0.0006 |
| VES 12_abc 3 | 840 | 38.7 | 20 | Sandstone | 0.98 | 1.02×10^7 | 1.41×10^7 | 0.38 | 42 | 0.15 | 1.38×10^7 | 0.0003 |
| VES 13_abc 4 | 190 | 65 | 80 | Sandstone | 2.04 | 4.89×10^7 | 8.06×10^7 | 0.65 | 9.5 | 0.32 | 7.91×10^6 | 0.0005 |
| VES 14_abc 1 | 840 | 80 | 20 | Sandstone | 0.75 | 1.32×10^6 | 1.83×10^6 | 0.38 | 42 | 0.15 | 1.80×10^7 | 0.0004 |
| VES 15_abc 2 | 840 | 38.7 | 20 | Sandstone | 0.98 | 1.02×10^7 | 1.41×10^7 | 0.87 | 42 | 0.15 | 6.55×10^6 | 0.00032 |
| VES 16_abc 3 | 300.2 | 53.64 | 36.68 | Sandstone | 1.36 | 7.33×10^7 | 1.34×10^8 | 0.56 | 15.0 | 0.26 | 1.32×10^7 | 0.0004 |
| VES 17_abc 2 | 840 | 38.7 | 20 | Sandstone | 0.98 | 1.02×10^7 | 1.41×10^7 | 0.87 | 42 | 0.15 | 6.55×10^6 | 0.0003 |
| VES 18_abc 1 | 76.9 | 32.1 | 6.4 | Sandstone | 0.81 | 1.20×10^7 | 2.20×10^7 | 0.83 | 3.85 | 0.51 | 2.16×10^7 | 0.0001 |
| VES 19_abc 2 | 776.4 | 37.4 | 18.2 | Sandstone | 0.94 | 1.05×10^7 | 1.47×10^7 | 0.39 | 38.8 | 0.16 | 1.44×10^7 | 0.0003 |
| VES20_abc 2 | 21.7 | 30.3 | 15.4 | Sandstone | 0.75 | 1.32×10^6 | 2.65×10^6 | 0.99 | 1.08 | 0.96 | 2.58×10^7 | 0.0004 |
| VES 21_abc 1 | 278.5 | 45 | 35.1 | Sandstone | 1.1 | 8.77×10^7 | 1.51×10^8 | 0.72 | 13.9 | 0.27 | 1.48×10^7 | 0.0005 |
| VES 22_abc 1 | 35 | 43.8 | 10.1 | Sandstone | 1.1 | 9.01×10^7 | 1.80×10^8 | 1 | 1.75 | 0.75 | 1.77×10^7 | 0.0001 |

ρ_a = Apparent resistivity (Ohm), ρ_v = Vertical stress (mpa), C_1 , C_2 = Bulk compressibility (1/Pa), Biot F = Biot Coefficient, μ = Poissony (decimal), S_v = Specific Storage (1/L), S = Skarativity.

表 3. 解释含水岩层的地质力学财产及其储集财产。

参考文献

[1] Green, D. H. and Wandg, H. F. (1990). Specific storage as poroelastic coefficient. *Water Resources research*, 26 (7). Pp. 1631 – 1637. Doi: 10.1029/WR026i007p01631.

[2] Fetter, C. W. (1990). *Applied Hydrogeology*, 2nd Edn. New Delhi: CBS Publishers and Distributors. 991pages.

[3] Younger, P. L. (1993). Simple generalized methods for estimating aquifer storage parameters. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 26. Pp. 127–135.

[4] Shendi, E. H. (2008). *Electrical Prospecting Methods*. Department of Geology, Faculty of Science, Suez Canal University Monograph 126 pp.

[5] Wright, E. P. (1990). Basement aquifers in Africa. *Commonwealth Science Council Tech. Paper*. 273 (2) pp.349–363.

[6] Abija, F. A., Essien, N. U., Abam, T. K. S and Ifedotun, A. I. (2019). Assessment of aquifer hydraulic properties, groundwater potential; and vulnerability integrating geoelectric methods with SRTM-DEM and LANDSAT-7 ETM lineament analysis in parts of Cross River State, Nigeria. *London Journal of Research in Science: Natural and Formal*. Vol. 19, Issue 4, Compilation 1.

[7] Orajaka, S. O., 1964. Geology of the Obudu area, Ogoja Province, Eastern Nigeria. *Le Naturalist Canadien*, XC1 (3): 73-78.

[8] Umeje, A. C., 1988. The Precambrian of part of southeastern Nigeria: a magmatic and tectonic study. In: P. O. Oluyide (coordinator), *Precambrian Geology of Nigeria*. *Geol. Surv. Nigeria. Publ.*, 69-75.

[9] Fitton J. G. (1980). The Benue trough and Cameroon line: A Migrating rift System in West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 51 (1980) 132-138.

[10] Ekwueme, B. N., 1990. Petrology of Southern Obudu Plateau, Bamenda Massif, Southeastern Nigeria. In: G. Rocc; and M. Deschamps (Coordinators) *Recent Data in*

African Sciences, CIFEG Occas. Publi. 22: 155-158.

[11] Ukwang, E. E., 1998. Petrology and Geochemistry of Uwortung-Utugwang area, Obudu Plateau, southeastern Nigeria. Unpubl. M. Sc. Thesis, Univ. Calabar, Nigeria, 87 pp.

[12] Ukaegbu, V. O., 2003. The Petrology and Geochemistry of parts of Obudu Plateau Bamenda massif, southeastern Nigeria. Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Port Harcourt Nigeria. 321 pp.

[13] Ekwueme, B. N., Nyong, E. E. and Petters, S. W., 1995. *Geological Excursion Guide Book to Oban massif, Calabar Flank and Mamfe Embayment, Southeastern Nigeria*. DecFord Publi., Calabar, Nigeria, 36.

[14] Reymont, R. A., (1965). *Aspects of Geology of Nigeria*. Ibadan Univ. Press, Ibadan.

[15] Freeze, R. A. and Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. New Jersey: Prentice Hall.

[16] Lohman, S. W. (1972). *Groundwater hydraulics*. USGS professional paper, Vol. 7, pp. 708.

[17] Todd, D. K. (1980). *Groundwater Hydrology*, 2nd edn. New York: John Wiley and Sons. 552pages.

[18] Donaldson, E. C. (1995). Simulation of compaction due to fluid withdrawal. In: Chilingorian, G. H., E. C.

[19] Hoek, E. and Brown, E. T. (1980). *Underground excavation in rock*. Institution of Mining and Metallurgy, London. 527 pp.

[20] www.geopixel.co.uk.

[21] Terzaghi, K. V. 1924. Die Theorie der hydrodynamischen Spannungserscheinungen und ihr erdbautechnisches Anwendungsgebiet. *Proc., First International Congress for Applied Mechanics, Delft, The Netherlands*, Pp 22–26 April, 288–294.

[22] Biot, M. A. 1941. General theory of three - dimensional consolidation. *J. Appl. Phys.* 12 (2): Pp 155–164. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1712886>.

[23] Biot, M. A. 1956. General solutions of the equations of elasticity and consolidation for a porous material. *Journal of Applied Mechanics*, 23 Pp 91–96.

[24] Geertsma, J. (1957) The effect of fluid pressure decline on volumetric changes of porous rocks. *Society of Petroleum Engineers, SPE-728-G*.

[25] Skempton, A. W. (1961) *Effective Stress in Soils, Concrete and Rocks*, in *Selected Papers on Soil Mechanics*, pp. 106–118.

[26] Krief, M., Garat, J., Stellingwerff, J., and Ventre, J. (1990). A petrophysical interpretation using the velocity of P and S waves (Full waveform sonic log). *The Log Analysis*, 355, November - December.

[27] Archie, G. E., (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining some Reservoir Characteristics. Trans. Am. Inst. Min. Eng. Vol. 146, pp. 54-62.

[28] Bernard, J. (2003), "Short notes on the principles

of geophysical methods for groundwater investigations", Unpublished notes, Terraplus, 8 pp.

[29] Schlumberger. 1985. Well evaluation conference, Schlumberger Technical Services INC Vol. 2, Pp 11-124.