

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

ROBERTSON VALÉRIO DE PAIVA FONTES JÚNIOR

ESTUDO DA ESTABILIDADE E VARIABILIDADE TEMPORAL DO NÍVEL
FRÉATICO E SALINIDADE VISANDO A ANÁLISE DE RECARGA

Recife

2012

ROBERTSON VALÉRIO DE PAIVA FONTES JÚNIOR

ESTUDO DA ESTABILIDADE E VARIABILIDADE TEMPORAL DO NÍVEL
FRÉATICO E SALINIDADE VISANDO A ANÁLISE DE RECARGA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola.

Orientador: PhD. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro

Recife

2012

ROBERTSON VALÉRIO DE PAIVA FONTES JÚNIOR

ESTUDO ESTABILIDADE E VARIABILIDADE TEMPORAL DO NÍVEL FRÉATICO E
SALINIDADE VISANDO A ANÁLISE DE RECARGA

Aprovado em vinte e oito de fevereiro de 2012

BANCA EXAMINADORA

Orientador: PhD. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro - UFRPE

Antônio Marozzi Righetto, Prof.º.Dr. - UFRN

Ênio Farias França e Silva, Prof.º Dr. - UFRPE

Glécio Machado Siqueira, Dr.- UFRPE

Dedico a minha Mãe Iêda Mendes de
Azevedo pelo amor, confiança e apoio para a
concretização dos meus estudos.

AGRADECIMENTOS

A Deus por me amar e permitir esta realização. Por ter me guiado as oportunidades para com sabedoria realizasse meus objetivos. E a Jesus meu primeiro mestre na terra.

A minha família os quais cito meu Pai Robertson Fontes e meu Irmão Ricardson Fontes Sobrinho, em especial a minha mãe Iêda Mendes de Azevedo pelo amor, orientação, dedicação e aos grandes amigos que são mais família, Bruno, Bill(Granfather), Iracema, Malena, Chedda, Francisco, Sr. Feitosa, Maria, Ismênia Ribeiro (em memória) e Ana Paula Piuco.

A Universidade Federal de Pernambuco e o Programa de Pós-graduação em Engenharia Agrícola, como também ao coordenador Professor Mario Rolim e a todos os professores do programa em especial ao Professor Ênio F. F. Silva que acompanha o meu trabalho desde a graduação, e esteve sempre pronto a ajudar e orientar.

Ao Professor Abelardo Montenegro pela orientação, apoio e paciência. Que não só é um bom orientador, mas tornou-se um grande amigo e por varias vezes um pai, acredito que não só para mim, mas para todos os seus orientados.

Aos amigos que concederam o privilégio de sua amizade todos que fazem parte do laboratório de água e solo. Adriana Figueredo, Rogério, Prof^o Abelardo, Thais Emanuelle, José Roberto, Valdemir, Júlio, Eduardo, Rogério, Caetano, Adriano, Yuri, Raissa, Mariana, Laiana, Suélida, Tatyana Keyty, Cleene, Kamila, Kenia, Glécio Siqueira, Renata Momoli, Edivaldo, Suênia, Bartolomeu.

Ao agricultor Vivaldo que é nosso professor no campo e acompanha a equipe do professor Abelardo no monitoramento das águas do aluvião.

À amiga Thais Fernanda e ao amigo Eduardo Ribeiro pela amizade e apoio desde a graduação.

A todos do laboratório de Nematologia, Sandra, Daniela, Anailda, Geane e em especial a Professora Elvira Pedrosa, que em vários momentos me concedeu oportunidades de aprender mais.

À Adriana Guedes, Marcela, Uilka e Liliane pela amizade e carinho durante este período de mestrado.

À FACEPE, pela bolsa concedida durante o curso.

Ao Projeto CISA (Cooperação internacional do Semi-Árido), pelo apoio financeiro para o estágio no LNEC (Laboratório Nacional e Engenharia Civil - Portugal).

Ao LNEC (Laboratório Nacional e Engenharia Civil - Portugal), ao Núcleo de Águas Subterrâneas, ao Eng.º Lobo Ferreira, Dra. Tereza Leitão, Dr. Manuel Oliveira, Dr. Thiago Martins, Dra. Maria José e Dr. Luiz, agradeço o acolhimento, apoio e aprendizado para conclusão do mestrado.

Aos funcionários e amigos do Departamento de Tecnologia Rural, Edinalva, Luiz (Lulinha), Granja (Júnior) e Sônia pessoas que fazem parte do meu dia-a-dia.

Quanto tempo levará a lágrima derramada por um ser humano ao vislumbrar o horizonte do
alto da montanha?

Acredita-se que o mesmo tempo que a lágrima de Deus, a chuva.

Mesmo com todas as incertezas do tempo. Temos a certeza de que ambas as lágrimas
alimentarão a vida.

Robertson V.P. Fontes Júnior,

Lisboa, 3 de fevereiro de 2012

RESUMO

O Nordeste Brasileiro está sujeito a repetidos eventos de veranico e a distribuição das chuvas no tempo é bastante irregular, tornando o uso dos recursos hídricos restrito. Estas restrições se devem a chuvas concentradas em um curto período de tempo, sendo a maior parte perdido por escoamento superficial e evaporação. Os aquíferos aluvionares apesar de limitados no espaço possuem considerável reserva de água e a compreensão dos comportamentos dos níveis piezométricos e da salinidade em relação às chuvas e sua recarga é de grande importância para a gestão dos recursos hídricos nas regiões semiáridas. O presente trabalho tem como objetivo avaliar áreas representativas para o nível e salinidade no vale aluvial e seu comportamento no tempo e espaço e o comportamento da recarga através do modelo de balanço hídrico diário BALSEQ_MOD, na Bacia Hidrográfica do Riacho Mimoso, que está localizada no município de Pesqueira, Brasil. Foram encontrados dois piezômetros estáveis para o comportamento médio do nível freático e dois piezômetros para a condutividade elétrica, sendo que os estáveis para nível apresentaram correlação com o comportamento do vale, enquanto os de condutividade não. Na avaliação das suas variabilidades temporais os piezômetros para nível apresentaram alcances de 7 a 8 meses; os piezômetros para condutividade elétrica, um deles apresentou efeito pepita puro e o outro um alcance de 2 meses. Os dados simulados no BALSEQ_MOD mostraram a forte influência da evapotranspiração real (ETR) no comportamento da recarga e que o escoamento é muito variável ao longo do tempo para a bacia e para o vale aluvial.

Palavras-chave: áreas estáveis; goeestatística; níveis d'água recarga; BALSEQ_MOD; semivariograma;

ABSTRACT

The Brazilian Northeast is subject to repeated events of drought and rainfall distribution in time is very irregular, and hence the use water resources is limited. These restrictions are due to rainfall concentrated in a short period of time, with most being lost by runoff and evaporation. The alluvial aquifers, although limited in space, has considerable water reserves understanding of the piezometric levels and salinity behavior in relation to rainfall and its recharge are of great importance for the water resources management in semiarid regions. The present work aims to studying, analyzing and identifying representative areas for level and salinity behavior in an alluvial valley and its variation in time and space, as well as the behavior of recharge through the daily water balance model BALSEQ_MOD to Mimoso Basin which is located in Pesqueira, Brazil. Two piezometers were found stable for the average behavior of the water table and two piezometers to electrical conductivity, and the stable level presented correlation with the behavior of the valley, while electrical conductivity was not stable. In the evaluation of its temporal variability the piezometers with stable level showed ranges of 7-8 months, while the electrical conductivity for piezometers showed a pure nugget effect and the other a range of 2 months. Simulations applying the BALSEQ_MOD showed the strong influence of actual evapotranspiration (ETR) in the behavior of recharge and runoff is highly variable over time for the basin and the alluvial valley.

Key words: stable areas; water level; hydraulic conductivity; recharge, BALSEQ_MOD

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de altitude da Bacia do Riacho Mimoso.....	17
Figura 2 – Mapa de Solos do Vale do Mimoso	18
Figura 3 - Mapa de uso e ocupação da Bacia do Riacho Mimoso.....	19
Figura 4 - Mapa do aluvião e da localização do Município de Pesqueira-PE.....	20
Figura 5 – Mapa do Vale Nossa Senhora do Rosário (Imagem adaptada Google Earth©)	21
Figura 6 – Mapa de solos do vale aluvial de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (Adaptado de Corrêa & Ribeiro, 2001).	22
Figura 7 – Mapa de uso e ocupação do vale aluvial.....	24
Figura 8 – Estação agroclimatológica localizada na Fazenda Nossa Sr. ^a do Rosário	24
Figura 9 – Estação fluviométrica localizada no Rio Mimoso.	25
Figura 10 – Levelogger.....	25
Figura 11 – Esquema de instalação do levelogger.	26
Figura 12 – Aparelhagem para descarregamento e display do software.	26
Figura 13 – Série temporal de níveis médios potenciométricos e de salinidade média, no aluvião estudado.....	29
Figura 14 – Ilustração do semivariograma e os parâmetros dos modelos.	32
Figura 15 – Diagrama de classificação da textura do solo,	38
Figura 16 – Curva do coeficiente de cultura, (Adaptado Allen, et al., (1998)).....	41
Figura 17 – Box-Plot do nível e condutividade elétrica. As variáveis Nível* e CE* representam os valores com filtragem dos dados discrepantes (A). Box-plot das variáveis para os períodos seco e chuvoso (B)	45
Figura 18 – Mapa da classificação pedológica da área em estudo (CORREA & RIBEIRO, 2001), e localização dos piezômetros.....	45
Figura 19 – Diferença relativa média intertemporal e desvio-padrão temporal para o nível potenciométrico (A) e condutividade elétrica (B).....	47
Figura 20 – Função de probabilidade acumulada da média do nível potenciométrico (A) e da condutividade elétrica (B) dos piezômetros nos meses mais chuvosos e mais secos	48
Figura 21 – Correlação entre os dados dos piezômetros estáveis e a média dos demais piezômetros (A, C e E) e evolução do nível potenciométrico (m) (B, D e F) no período em estudo	50

Figura 22 – Correlação entre os dados dos piezômetros estáveis e a média dos demais piezômetros (A, C e E) e evolução da condutividade elétrica (ds m ⁻¹) (B, D e F) no período em estudo	51
Figura 23 – Série de dados diários de 2011 dos piezômetros estáveis (A) e série de dados mensais de 2002 até 2011 da chuva (B), condutividade elétrica e nível freático (C) dos piezômetros estáveis.....	54
Figura 24 – Box-plot do nível piezométrico e condutividade elétrica dos piezômetros, para os anos analisados.....	56
Figura 25 – Semivariogramas escalonados temporais dos níveis freáticos dos piezômetros Pz 3.8 (A) e Pz 4.6 (B).....	58
Figura 26 – Semivariogramas temporais escalonados das condutividades elétricas dos piezômetros Pz 3.8 (A) e Pz 3.11a (B).....	59
Figura 27 – Mapa temporal dos níveis piezométricos dos piezômetros Pz 3.8 (A) e Pz 4.6 (B)	60
Figura 28 – Valores médios mensais dos componentes do balanço hídrico para o período de 2002-2010 da Bacia do Mimoso (A) e do vale aluvial (B)	62
Figura 29 – Gráficos de correlação entre pluviometria e recarga (IP) (mm mês ⁻¹).....	63
Figura 30 – Mapa da recarga média anual para a bacia do Mimoso	64
Figura 33 – Mapa da recarga média do vale aluvial (mm ano ⁻¹).....	66
Figura 34 – Mapa da evapotranspiração real média do vale aluvial	66
Figura 35 – Mapa do escoamento direto médio do vale aluvial.....	67
Figura 36 – Análise de sensibilidade entre chuva e recarga em função da ETR.....	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Descrição dos tipos e solo do Vale aluvial	22
Tabela 2. Tipos de uso e ocupação para o vale	23
Tabela 3. Critério de interpretação do desempenho da estabilidade dos piezômetros, pelo índice “c”	29
Tabela 4. Dados de textura dos solos da Bacia do Mimoso	38
Tabela 5. Dados de textura dos solos do vale aluvial.....	38
Tabela 6. Dados dos solos da Bacia do Mimoso para entrada do programa BALSEQ_MOD	39
Tabela 7. Dados dos solos do vale aluvial para arquivo de entrada do programa BALSEQ_MOD	39
Tabela 8. Relação entre uso e ocupação entre a Bacia do Mimoso e o vale aluvial	42
Tabela 9. Logaritmo da condutividade hidráulica (LOGK) dos piezômetros estáveis para salinidade e nível potenciométrico	47
Tabela 10. Índice de Willmott e desempenho da estabilidade dos piezômetros	52
Tabela 11. Análise estatística descritiva dos dados temporais	55
Tabela 12. Modelos e parâmetros dos semivariogramas escalonados para as variáveis	57
Tabela 13. Valores para a validação cruzada (Jackknifing)	57
Tabela 14. Valores médios dos componentes do balanço hídrico para o período de 2002 a 2010.....	61

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	
RESUMO	
ABSTRACT	
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	i
LISTA DE TABELAS	iii
SUMÁRIO.....	4
INTRODUÇÃO.....	6
OBJETIVOS.....	8
Geral.....	8
Específicos	8
REVISÃO DE LITERATURA	9
Aquífero e aluvião	9
Estabilidade Temporal	11
Geoestatística	13
Recarga	15
MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
Área de estudo	17
Vale Aluvial da Bacia Experimental do Alto Ipanema.....	19
Análises realizadas.....	27
Estabilidade Temporal.....	27
Análise geoestatística.....	30
Modelagem da Recarga utilizando Modelo de Balanço Hídrico Sequencial Diário (BHSD) – BALSEQ_MOD.....	34
Precipitação (P)	35
Infiltração superficial (Is).....	35
Evapotranspiração	40
Coeficiente cultural	40
Cálculo da evapotranspiração real (ETR)	42
Análise de sensibilidade	42
RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	44

Estabilidade Temporal	44
Geoestatística Temporal	53
Estimativas do BALSEQ_MOD	61
CONCLUSÕES	69
Estabilidade Temporal	69
Geoestatística Temporal	69
BALSEQ_MOD.....	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

INTRODUÇÃO

A região semiárida do Nordeste Brasileiro está sujeita a repetidos eventos de estiagem e a distribuição das chuvas no tempo é bastante irregular, tornando o uso dos recursos hídricos restritos. Estas restrições se devem a chuvas concentradas em um curto período de tempo, sendo a maior parte perdida por escoamento superficial e evaporação. Uma das alternativas para aumento da produtividade agrícola nessa área é a irrigação. Entretanto, segundo Gheyi *et al.* (1991), esta técnica, quando mal empregada, tem gerado vários problemas ambientais, principalmente a salinização do solo que pode provocar diminuição acentuada da produtividade das culturas. A quantidade de sais solúveis no solo é influenciada pelo clima, tipo de solo, qualidade da água de irrigação, profundidade do lençol freático, e salinidade da água subterrânea.

As restrições no uso e disponibilidade das águas subterrâneas nos aluviões estão diretamente ligadas à sazonalidade e à variabilidade espacial de seus níveis e salinidade, requerendo monitoramento sistemático de sua quantidade e qualidade (AUDRY & SUASSUNA, 1995).

A agricultura irrigada nas zonas semiáridas é praticada nos períodos secos, quando a evapotranspiração é maior e a maioria dos cursos d'água apresentam interrupção em seu escoamento. Segundo Andrade (2009), a irrigação nessas regiões aumenta o risco de degradação ambiental, promovendo mudanças no regime hidrológico, resultando no acúmulo de sais na superfície do solo, ascensão do lençol freático, depleção dos aquíferos e contaminação dos recursos hídricos.

A gestão das águas do lençol freático requer a estimativa de recarga de águas subterrâneas em escalas espaciais e temporais, enquanto a informação detalhada sobre a recarga das águas subterrâneas é necessária para os estudos específicos e de curto prazo estabelecidos para avaliar a contaminação das águas subterrâneas (HIPÓLITO, *et al.*, 2011). Tais estimativas de recarga das águas subterrâneas são componentes-chave na determinação do rendimento sustentável dos recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas. Os estudos de recarga aquífera são fundamentais em hidrologia para estimar o volume de recursos hídricos subterrâneos renováveis (MONTENEGRO *et al.*, 2010b).

Estudos realizados têm verificado que o sistema responde significativamente a eventos de precipitação, com alterações relevantes na profundidade do lençol (MONTENEGRO *et al.*,

2003; MONTENEGRO *et al.*, 2001). O monitoramento e interpretação dos níveis, e da salinidade nestas regiões contribuem para o manejo da irrigação, sendo relevantes para sustentabilidade local e a diminuição das perdas (MACKAY *et al.*, 2006).

As águas dos aquíferos aluviais sofrem importantes diluições dos sais e recargas decorrentes das chuvas, que interferem na dinâmica temporal das concentrações de sais (AUDRY & SUASSUNA, 1995). Adicionalmente, a circulação hídrica interfere na distribuição espacial da salinidade, a qual é influenciada pela condutividade hidráulica (MONTENEGRO *et al.*, 2003).

Vários estudos têm sido conduzidos no aquífero aluvial do riacho Mimoso, no intuito de caracterizar o seu potencial para a agricultura, e investigando alternativas de manejo da irrigação, de forma a minimizar os riscos de salinização. Montenegro (1997), iniciou o monitoramento do aquífero com a instalação dos piezômetros e sua caracterização; Montenegro *et al.* (2001), realizou um estudo de caso sobre a recarga de origem pluviométrica do aquífero; Montenegro *et al.* (2003), a dinâmica hidro salina do aquífero, Montenegro & Montenegro (2006), avaliaram a relação entre variabilidade espacial da salinidade com a da textura e condutividade hidráulica do solo; Souza *et al.* (2007), avaliou a dinâmica da condutividade elétrica do solo irrigado com água moderadamente salina; Basto, *et al.* (2009), investigaram o desempenho do manejo da irrigação com água salina e lixiviação reduzida; Montenegro *et al.* (2010a), avaliaram a salinidade e sua variabilidade utilizando dispositivo de indução eletromagnética; Montenegro *et al.* (2010b), ; Andrade (2010), estudou a recarga nesse aluvião ao longo de vários anos de monitoramento; Santos *et al.* (2010) avaliou a estabilidade temporal da umidade em parcelas de erosão.

As águas subterrâneas do aquífero aluvial em questão apresentam dinâmica sazonal do nível piezométrico e de condutividade elétrica, com água de melhor qualidade nos períodos chuvosos por causa da recarga, em áreas de maior condutividade hidráulica (MONTENEGRO *et al.*, 2003). Desse modo, verifica-se a existência de marcante sazonalidade e variabilidade espacial dos recursos hídricos nas áreas aluviais irrigadas, requerendo a adoção de estratégias de monitoramento que caracterizem adequadamente as áreas disponíveis, do ponto de vista quantitativo e qualitativo.

A presente pesquisa tem como objetivo avaliar áreas representativas para o nível e salinidade no vale aluvial, como também a variabilidade, no espaço e no tempo, o comportamento hidrológico do vale no período do ano hidrológico, sob efeito de recargas.

OBJETIVOS

Geral

Avaliar áreas representativas para o nível potenciométrico e salinidade no vale aluvial e seu comportamento no tempo e espaço e a recarga subterrânea em nível de bacia hidrográfica e vale aluvial utilizando o modelo BALSEQ_MOD.

Específicos

- Avaliar a estabilidade temporal do nível freático e da salinidade em aquífero aluvial do semiárido, em poços piezométricos, buscando identificar áreas representativas do comportamento médio do aquífero.
- A partir das áreas representativas, estudar a correlação espaço-tempo entre a pluviometria e o comportamento da água subterrânea e sua salinidade, por meio da geoestatística.
- Avaliar a recarga do aquífero durante um período de 9 anos, utilizando o modelo BALSEQ_MOD.

REVISÃO DE LITERATURA

Aquífero e aluvião

Aquífero é uma formação ou um grupo de formações geológicas, que permitem o acúmulo de água, de onde podem ser retiradas quantidades economicamente rentáveis (de MARSILY, 1986). Sendo considerada uma abstração de camadas de rochas saturadas, limitadas pelos lados, por cima e por baixo, em que a água movimenta-se em condições naturais e com significativas quantidades (CAICEDO, 1993).

Estas camadas saturadas do solo permeável, que cedem água facilmente, são as responsáveis por alimentar nascentes, rios, lagos e oceanos e que através de poços ou furos pode ser extraída água em quantidade suficiente para o uso humano. (HIPOLITO *et al.*, 2011).

Os aquíferos existentes nas províncias hidrogeológicas do nordeste podem ser enquadrados nas seguintes categorias: aquíferos intersticial ou poroso, aquífero fissural e aquífero cárstico-fissural. Os aquíferos aluvionares constituem a maior rede de distribuição de água subterrânea, de dimensões variadas e acondicionadas nas bacias hidrográficas, particularmente em seus drenos naturais compostos com sedimentos arenosos mais recentes e não consolidados, constituindo-se em reservas significativas para o semiárido nordestino.

Segundo Cirilo (2008), as rochas cristalinas, que formam 80% do território nordestino, não formariam bons aquíferos se não fossem os esforços tectônicos que quebram as rochas, formando fraturas ou juntas, feições e nas formações sedimentares como os aluviões onde a água se acumula. (AUDRY & SUASSUNA, 1995)

Os aluviões podem ser descritos como depósitos detríticos recentes, de natureza fluvial ou lacustre, constituídos por cascalhos, areias, siltes e argilas, transportados e depositados por correntes, sobre planícies de inundação e no sopé de muitas escarpas (IBGE, 2011)

Os aluviões do Nordeste estão sobre aquíferos fissurais, os quais são constituídos por rochas cristalinas (magmáticas) e cristalofilianas (metamórficas), fraturadas ou fissuradas por esforços tectônicos regionais ou por alívio de pressão em processo erosivo (VIEIRA, 1995), e apresentam solos pouco profundos. A ocorrência de água subterrânea nessas regiões está limitada as fraturas fissuras nas rochas e nas zonas de deposição de sedimentos fluviais e

material erodido das encostas, os aluviões dos rios, sendo estas áreas as principais fontes de subsistência para a agricultura familiar (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2004).

Os recursos hídricos subterrâneos aluviais são estratégicos para as populações rurais no semiárido brasileiro. As restrições no uso e disponibilidade das águas subterrâneas nos aluviões estão diretamente ligadas à sazonalidade e à variabilidade espacial de seus níveis e salinidade, requerendo monitoramento sistemático de sua quantidade e qualidade. O monitoramento e interpretação da potencimetria, e da salinidade da água nestas regiões contribuem para o desenvolvimento da irrigação, sendo relevantes para sustentabilidade local (MACKAY *et al.*, 2006).

As águas dos aquíferos aluviais do Nordeste brasileiro sofrem importantes diluições iônicas e recargas decorrentes das chuvas, que interferem na dinâmica temporal das concentrações de sais (AUDRY & SUASSUNA, 1995). Adicionalmente, a circulação hídrica interfere na distribuição espacial da salinidade, a qual é influenciada pela condutividade hidráulica do meio poroso (MONTENEGRO, *et al.*, 2003), e pela distância transversal do ponto de interesse à calha do rio.

Estabilidade Temporal

Quando se tem uma área em que um ou mais pontos, monitorados repetidamente em certo período de tempo, representam a média de todos os pontos desta área podemos considerar como estáveis para a área. A metodologia da estabilidade temporal analisa a correlação de medidas em datas sucessivas descrevendo a persistência temporal de um padrão espacial (MORETI *et al.*, 2007).

Esta metodologia foi proposta por Vachaud *et al.* (1985), que associa a estabilidade no tempo entre locações espaciais e valores estatísticos paramétricos clássicos, para reduzir o número de amostras requeridas para uma adequada caracterização física, bem como melhor representar determinado atributo;.

Vários trabalhos com esta metodologia são empregados para a armazenagem de água no solo. Observando a alta variabilidade da condutividade hidráulica,(MELO FILHO *et al.*, 2005), trabalharam na verificação de pontos estáveis para o teor e do potencial mátrico da água no solo, aplicando a metodologia para racionalizar a estratégia de amostragem; Martínez-Fernández & Ceballos (2005), compararam resultados de duas áreas em escalas diferentes, de pontos estáveis para a umidade do solo em uma bacia experimental de 0,62 km²; Rocha *et al.* (2005), quantificaram e caracterizaram a variabilidade espaço-temporal e estabilidade temporal da armazenagem da água no solo em uma área cultivada com citros ao longo de dois anos e afirmam que independente do tempo de amostragem mantiveram suas características; Guber *et al.* (2008), utilizaram a metodologia para melhoria das estratégias de monitoramento da água no solo e correção de dados faltosos; Souza *et al.* (2011) em área piloto de irrigação, no vale aluvial estudado neste trabalho, confirmam a importância de áreas representativas para o melhor manejo da água e redução de custos na produção.

Avaliando a estabilidade temporal de pontos em encostas de bacias hidrográficas temos: Brooca *et al.* (2009), que realizaram medições para encontrar locais estáveis, para aplicação de modelos de chuva-escoamento, em um área aproximadamente de 400 a 9000 m²; Hu *et al.* (2010) relacionaram a estabilidade temporal da umidade do solo com a profundidade do solo, em áreas de encosta em bacia hidrográfica da China, como suporte para o manejo da água no solo e aplicações hidrológicas; Santos *et al.* (2010), avaliaram pontos estáveis da umidade no perfil do solo, em parcelas experimentais em encosta da bacia hidrográfica adotada neste estudo, com diferentes tratamentos para contenção da erosão.

Na validação de imagens de satélite Moiwo *et al.* (2009), utilizaram a metodologia na análise da umidade e nível potenciométrico da água subterrânea em bacia de região semiárida da China.

Geoestatística

A geoestatística é um ramo da estatística aplicada que tem como objetivo caracterizar a dispersão espaço-temporal das grandezas que representam a quantidade e a qualidade de recursos naturais e suas dependências, sendo amplamente aplicada nas áreas da geologia, hidrologia, ciências do solo, florestais, etc.

A geoestatística usa a teoria da variável regionalizada e as bases teóricas são completamente descritas por vários autores (JOURNEL & HEIJEBREGTS, 1978; DEUTSCH & JOURNEL, 1998; LANDIM, 2003). As variáveis regionalizadas são fenômenos que se desenvolvem no espaço e/ou tempo possuindo certa estrutura. (de MARSILY, 1986).

Segundo Soares (2006), a geoestatística nasceu da modelagem de recursos geológicos, como um conjunto de instrumentos estatísticos que quantificam a continuidade espacial de uma variável em estudo, a variabilidade estrutural para modelos de interpolação da dispersão espacial da concentração de metais em jazidas, ou a modelagem estocástica que quantifica a qualidade águas subterrâneas.

Montenegro *et al.* (2006), afirmam que a geoestatística é o estudo de um modelo probabilístico da variabilidade de uma quantidade, associado ao espaço ou distância de separação entre as observações.

Nos dias atuais a geoestatística é empregada em vários ramos, inclusive nas ciências agrárias. Motomiya *et al.* (2011), em estudo da variabilidade espacial das propriedades do solo e produção de algodão no Cerrado Brasileiro; Vieira *et al.* (2010), na análise do comportamento espacial e temporal da umidade do solo em duas formas de uso; Souza *et al.* (2008), onde avaliaram a dependência espacial da umidade de um solo cultivado com cenoura, e Montenegro & Montenegro (2006), analisando a variabilidade espacial das classes de solo e as condutividades hidráulicas e elétricas neste vale aluvial em estudo.

O uso da geoestatística para a gestão e sustentabilidade dos recursos hídricos de uma área tem sido enfatizado por alguns autores. Na análise da dinâmica temporal da profundidade do lençol freático e sua salinidade em área semiárida do Uzubekistão que sofre de severa salinização do solo (IBRAKHIMOV *et al.*, 2007); AHMADI & SEDGHAMIZ (2007), analisaram mensalmente a estrutura espacial e temporal do nível freático em poços piezométricos durante 12 anos; Nikroo *et al.* (2010), utilizaram vários tipos de interpolação para prever as profundidades e elevações da água subterrânea.

A geoestatística também se tornou uma importante ferramenta de modelagem nas análises de séries temporais, através do uso do semivariograma para investigar a dependência temporal, como em séries pluviométricas. Almeida *et al.* (2011), comparou o modelo geoestatístico de série temporal de precipitação com modelo de séries temporais, concluindo que a metodologia geoestatística apresentou melhores resultados; Lima *et al.* (2008), utilizaram semivariogramas para descrever a variabilidade temporal de dados pluviométricos de 63 anos e evidenciaram que os padrões de chuva não mudaram sugerindo a influência das mudanças climáticas globais nas estações chuvosas da região por eles estudada; Silva *et al.* (2003), estudaram a variabilidade temporal da série das precipitações pluviais mensais e anuais de um período de 86 anos.

Para o estudo com dados climatológicos, Ramos *et al.* (2011), analisou dados climáticos gerando mapas temporais utilizando a técnicas geoestatísticas. Sartori *et al.* (2010) resalta a importância do conhecimento da distribuição temporal para os fenômenos naturais.

Recarga

A recarga é um dos mais importantes fatores para o manejo e exploração da água subterrânea, como também para o escoamento superficial.

Pode ser considerada um dos processos do ciclo hidrológico que acontece na sub-superfície do solo e relaciona diretamente as águas superficiais e subterrâneas, considerando a mesma água que percorre caminhos ou meios físicos diferentes. Balek, (1987) afirma que a recarga da água subterrânea é um processo desencadeado pela força da gravidade que movimenta a água de forma descendente, pelas condições hidráulicas em uma determinada direção, ao encontro da zona saturada. Enquanto para Oliveira (2006), a recarga das águas subterrâneas é a quantidade de água que é acrescentada à zona saturada. Martínez-Santos & Andreu (2010) definem como o processo em que a água da superfície atinge o lençol d'água na zona freática de um aquífero.

Defini-se a recarga em três tipos (LERNER *et al.*, 1990; VRIES & SIMMERS, 2002):

Recarga Direta – constitui a água que atravessa a zona capilar por meio de percolação vertical direta, sendo assim adicionada à reserva subterrânea;

Recarga Indireta – constitui a percolação de água para zona saturada, através dos leitos de cursos de água superficial;

Recarga Localizada – resultante da concentração horizontal de água em superfície ou próximo a dela, na ausência de canais bem definidos, como aquela acumulada em depressões após um evento de chuva, considerada a forma intermediária de recarga.

Compreendendo que as três formas de recarga comentadas anteriormente podem ser efetivas, quando alcança o lençol freático, ou potencial quando não atinge o aquífero, mas se liga a toda água infiltrada (CARNIER NETO *et al.*, 2008). As variadas origens da recarga e de inúmeros fatores como hidrologia, geologia e clima tem como resultado uma grande variedade de métodos de estimação (VRIES & SIMMERS, 2002).

O entendimento da recarga é muito importante para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos, principalmente em áreas semiáridas e áridas, onde os eventos de chuva são esparsos. Segundo Montenegro & Ragab (2010), o estudo e compreensão da recarga e do escoamento superficial em áreas semiáridas é um grande desafio por causa dos poucos dados e medições disponíveis que estão diretamente ligados natureza local e seus processos. Os mesmos autores geraram cenários de mudanças climáticas e encontraram cenários de climas futuros que serão secos, confirmando a importância da variação da recarga nestes cenários.

O BALSEQ_MOD é um modelo de balanço hídrico sequencial diário desenvolvido pelo Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), largamente utilizado para avaliação de recarga nas bacias portuguesas, tendo sido aplicado aos sistemas aquíferos da região hidrográfica do centro de Portugal (MARTINS *et al.*, 2011), na Bahia de Blanca – Argentina, para calcular o escoamento direto através das propriedades do solo e evapotranspiração real, utilizando um duplo coeficiente cultural (OLIVEIRA, 2008). Também foi adotado nos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira (Algarve – Portugal) (OLIVEIRA, 2006).

No Brasil, tem-se a aplicação do BALSEQ em Área de Proteção Ambiental (APA) no município de Lagoa Santa – MG. O modelo permite a estimativa da infiltração profunda, apresentando valores próximos a 43% da precipitação total (CAMARGO *et al.*, 2011). Brito *et al.* (2008) aplicaram o modelo na bacia sedimentar do Rio do Peixe, no Estado da Paraíba, tendo encontrado valores realísticos para as estimativas de recarga, demonstrando a eficiência do modelo para recarga no aquífero em questão.

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de estudo

A Bacia Experimental do Riacho Mimoso (Figura1), é uma sub-bacia da Bacia representativa do Alto Ipanema que é uma das sub-bacias em estudo pela Rede de Hidrologia do Semiárido (REHISA), ocupa uma área de 124,36 km².

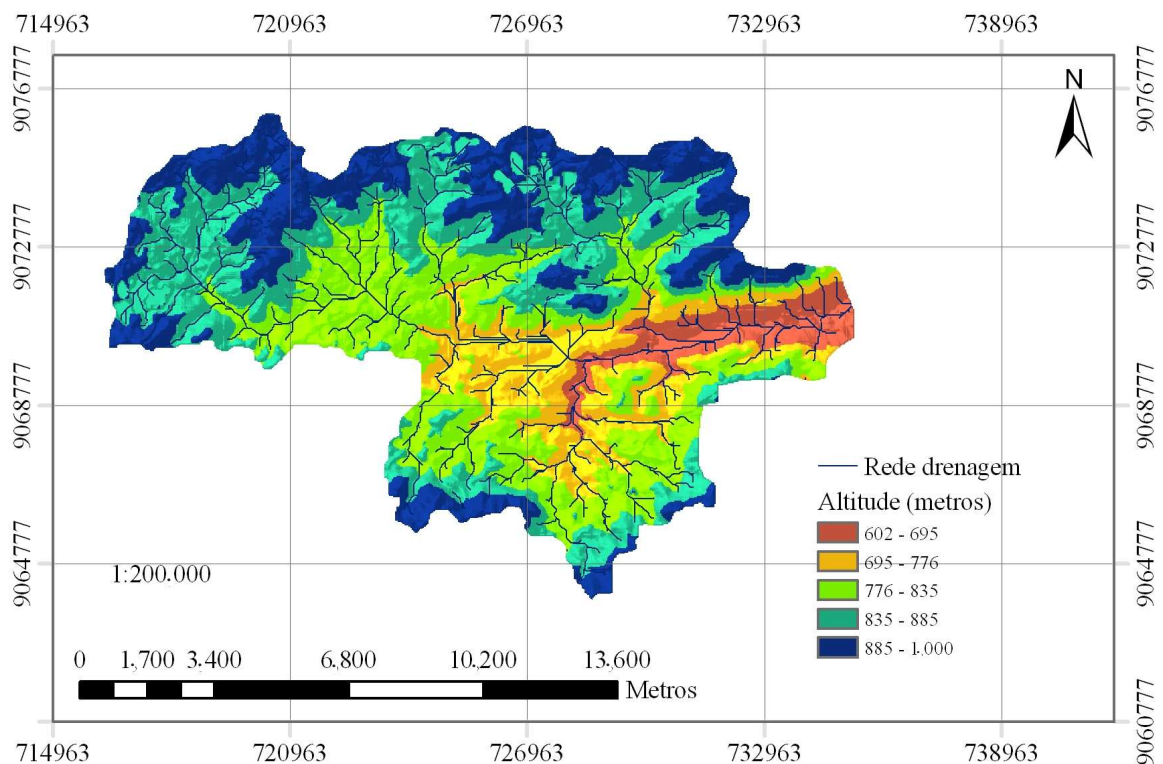


Figura 1 - Mapa de altitude da Bacia do Riacho Mimoso.

O clima é do tipo BSsh (extremamente quente, semiárido), de acordo com a classificação de Köppen, com precipitação total anual média de 730 mm e evapotranspiração potencial anual média de 1683 mm (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2006).

Os solos da bacia de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SBCS) os solos distinguem-se em Argissolos Amarelos, Argissolos Vermelho-Amarelos, Neossolos Flúvicos, Neossolos Regolíticos e Neossolos Litólicos.

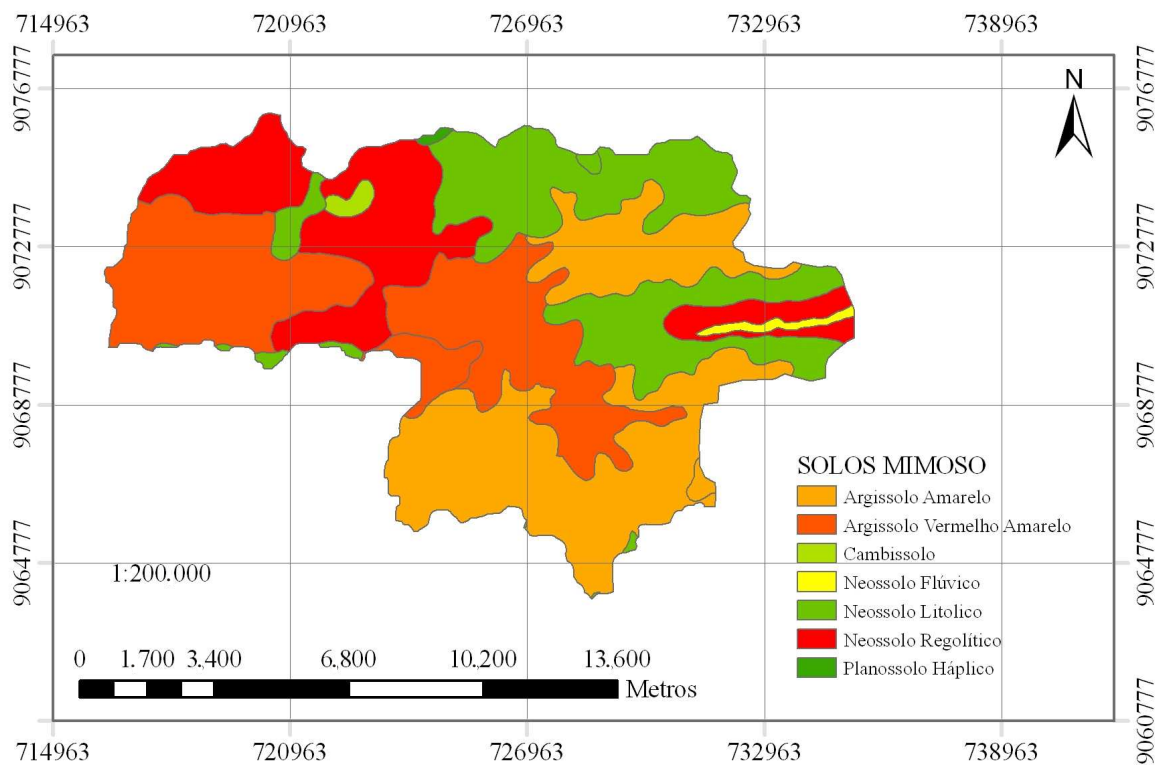


Figura 2 – Mapa de Solos do Vale do Mimoso

Com a presença de solos pouco profundos a vegetação é aberta do tipo arbustiva denominada de caatinga (AUDRI & SUASSUNA, 1995). A caatinga hipoxerófila é dominante, com a presença de bromeliáceas e cactáceas.

Para análise do uso e ocupação do solo da bacia foram utilizadas as descrições de Montenegro & Ragab (2010) (Figura 3)

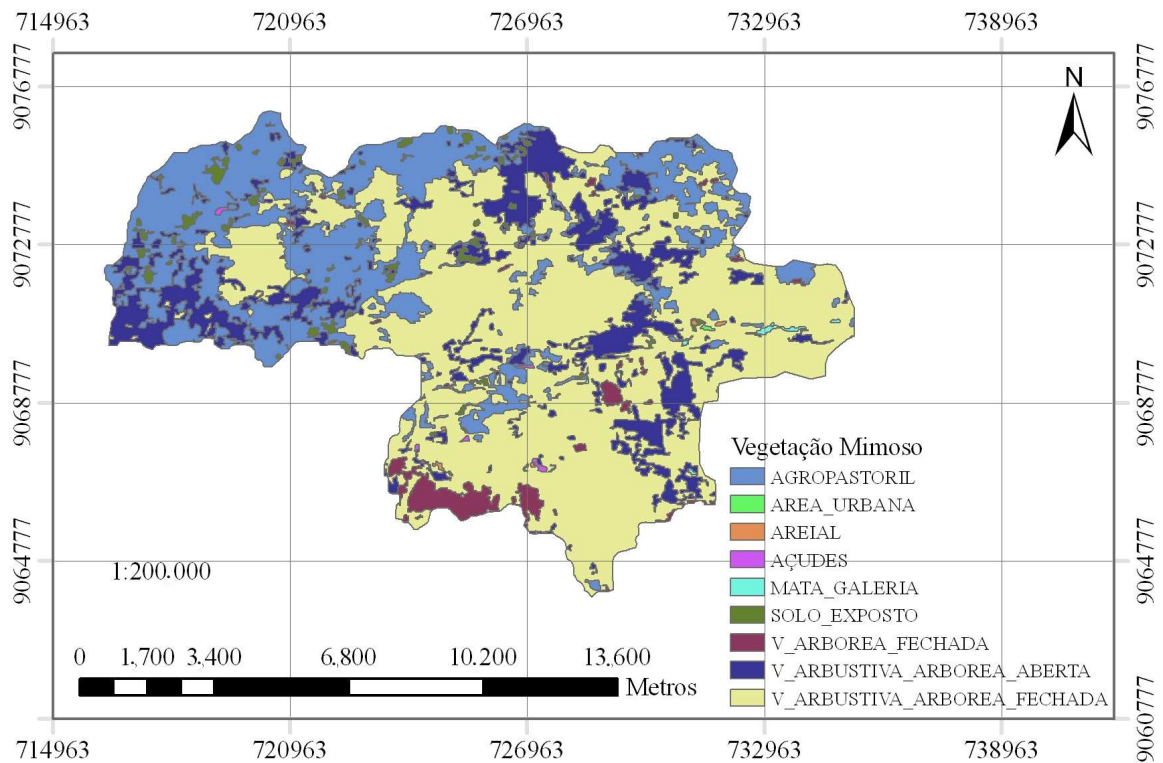


Figura 3 - Mapa de uso e ocupação da Bacia do Riacho Mimoso

Vale Aluvial da Bacia Experimental do Alto Ipanema

O aluvião se localiza na Bacia do Alto Ipanema, distando 22 km da sede do Município de Pesqueira, e 270 km da cidade do Recife. Suas terras se distribuem ao longo do terraço aluvial do Rio Ipanema em uma estreita faixa, sendo limitado por encostas do embasamento cristalino, relativamente raso, abrangendo 100 ha a 136 ha. (CORRÊA & RIBEIRO, 2001). Segundo Montenegro (1997), apresenta profundidade média de 10 m, com cerca de 15 km de extensão e 0,3 km de largura. A área de estudo possui uma malha de poços e piezômetros georreferenciados; cada piezômetro possui cerca de 10 metros de profundidade, e diâmetro de 100 mm (Figura 4).

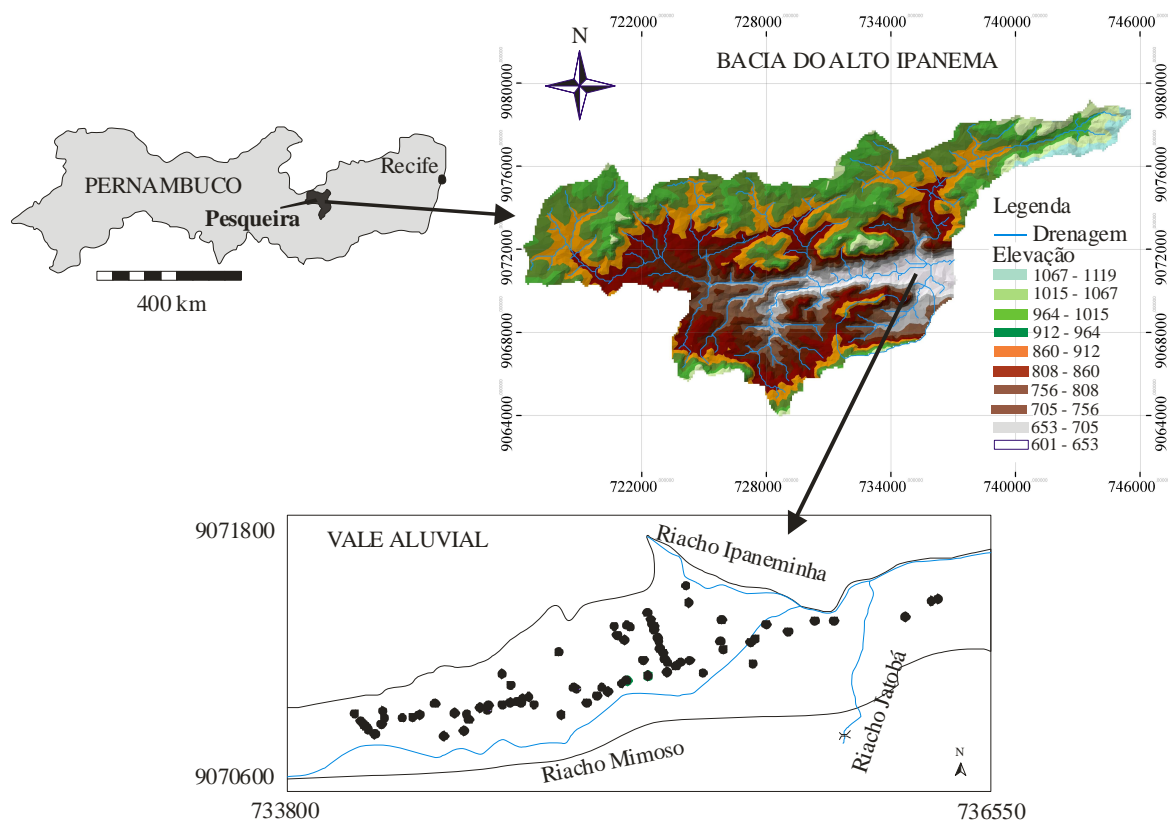


Figura 4 - Mapa do aluvião e da localização do Município de Pesqueira-PE.

Existem na área atualmente 60 piezômetros em operação, e 28 poços de grande diâmetro utilizados para irrigação. Esses piezômetros foram instalados em julho de 1995, para caracterizar o aluvião, por Montenegro (1997), o qual obteve valores de condutividade hidráulica saturada com distribuição Log Normal. O monitoramento é conduzido mensalmente através de leituras do nível da água nos piezômetros, e coleta de amostra da água para posterior análise da sua condutividade elétrica (Figura 5).

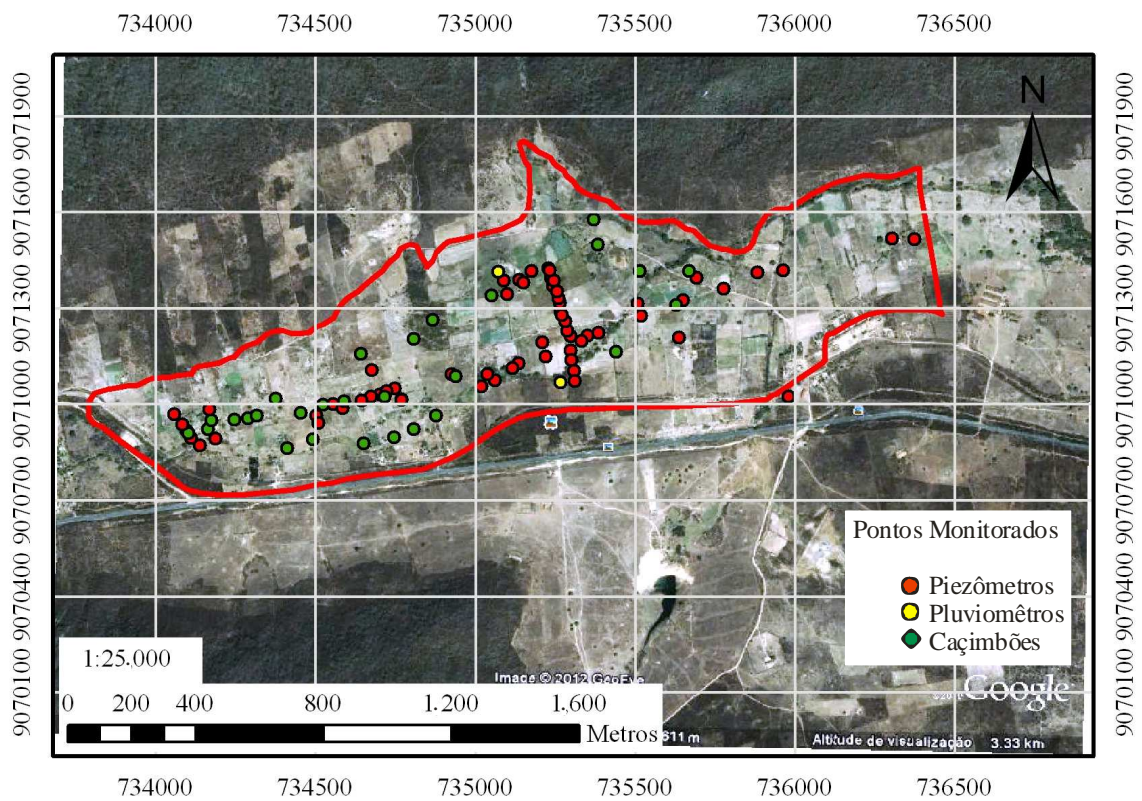


Figura 5 – Mapa do Vale Nossa Senhora do Rosário (Imagem adaptada Google Earth[®])

Os solos do vale foram levantados por Corrêa & Ribeiro (2001) seguindo o SiBCS, onde descrevem a geomorfologia sendo de superfície aplainada com um terraço aluvial formado por sedimentos aluviais e de variada textura. As encostas com solos pouco profundos com embasamento geológico Pré-cambriano, formado principalmente por gnaisses e granitos. A classificação realizada por esses autores segue na Tabela 1, e na Figura 6.

Tabela 1. Descrição dos tipos e solo do Vale aluvial

RR1	NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico típico ambos fase relevo suave ondulado;
RR2	NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico solódico textura média (leve) fase relevo plano e suave ondulado;
RU1	NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura arenosa ou média (leve) / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
RU2	NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura média / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
RU3	NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média (leve) / média moderadamente drenado;
RU4	NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média / média ou arenosa moderadamente drenado;
RU5	NEOSSOLO FLÚVICO Sódico salino textura média / média (leve) ou média imperfeitamente drenado;
RU6	NEOSSOLO FLÚVICO Salino sódico textura média imperfeitamente drenado.

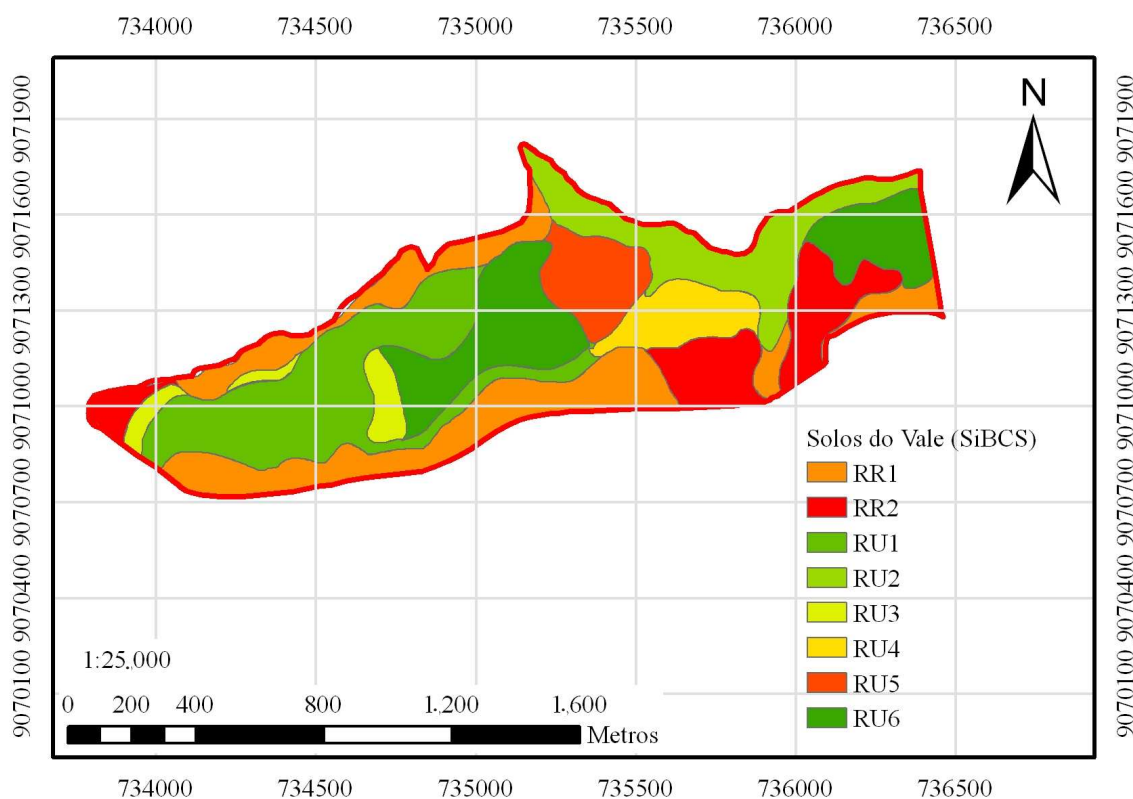


Figura 6 – Mapa de solos do vale aluvial de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (Adaptado de Corrêa & Ribeiro, 2001).

O uso e ocupação do vale foram caracterizados através de visitas em loco para descrição dos tipos de uso (Tabela 2), enquanto a delimitação do domínio (Figura7) foi realizada através de imagem de satélite, a partir do software Google Earth[®] (Google, 2012) em 10 de fevereiro de 2012.

Tabela 2. Tipos de uso e ocupação para o vale

Nome	Código	Descrição
MATA	MT	Área composta de mata arbustiva Caatinga
MATA_CAPIM	MT_CM	Área de mata arbustiva com Área de Capim
MATA_FRUTIFERA	MT_FR	Área de mata arbustiva com Área de árvores frutíferas
CAPIM	CM	Área com capim (Elefante, entre outros)
CAPIM_FRUTIFERA	CM_FR	Área com capim e frutíferas
MAMONA_MANDIOCA	MA_T	Área com plantações de mamona e mandioca
CAPIM_CANA	CM_CA	Área com capim e plantação de cana de açúcar
MATA_HORTICULA(CENOURA)	MT_HRC	Área com hortaliça (cenoura) com um pequeno pedaço de mata
CAPIM_PASTAGEM	CM_PS	Área com capim e pastagem
HORTICULA(PIMENTAO)	HRP	Área com cultivo de pimentão
URBANO	UR	Área urbana (Vila dos agricultores)
HORTICULA(PIMENTAO)_FRUTIFERA	HRP_FR	Área de cultivo de pimentão com árvores frutíferas
HORTICULA(CENOURA)	HRC	Área de cultivo de cenoura
FRUTIFERA	FR	Área com árvores frutíferas
MATA_URBANO	MT_UR	Área de mata próxima as casas de agricultores
SEM_COBERTURA	SC	Área de solo sem cobertura

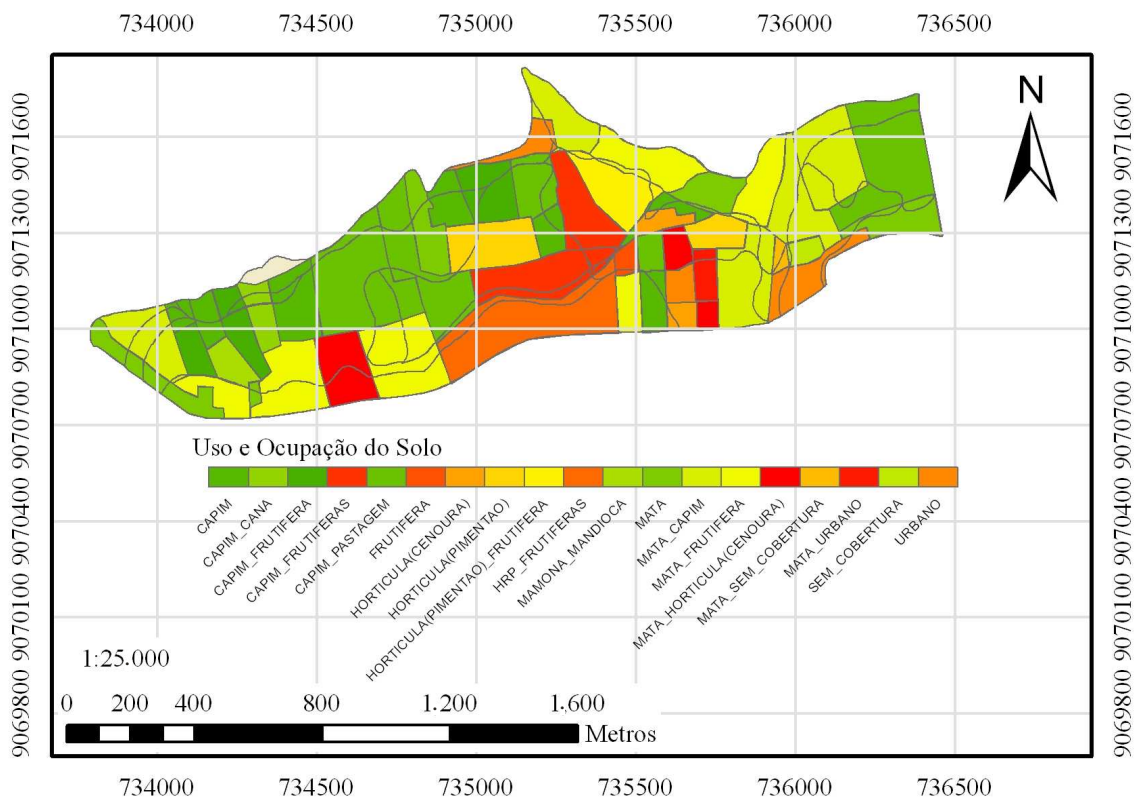


Figura 7 – Mapa de uso e ocupação do vale aluvial.

No vale encontra-se uma estação agroclimatológica total (Figura 8), fornecendo medidas de temperatura, umidade do ar, radiação, pluviometria, velocidade e direção do vento. Também há uma estação fluviométrica (Figura 9).



Figura 8 – Estação agroclimatológica localizada na Fazenda Nossa Sr.ª do Rosário



Figura 9 – Estação fluviométrica localizada no Rio Mimoso.

Nesta mesma bacia foram instalados dois leveloggers Solinst 3001 Júnior (Figura 10), em dois piezômetros representativos do vale, com medições inicialmente configuradas para 5/5 min, onde são medidas informações de temperatura e nível da água.

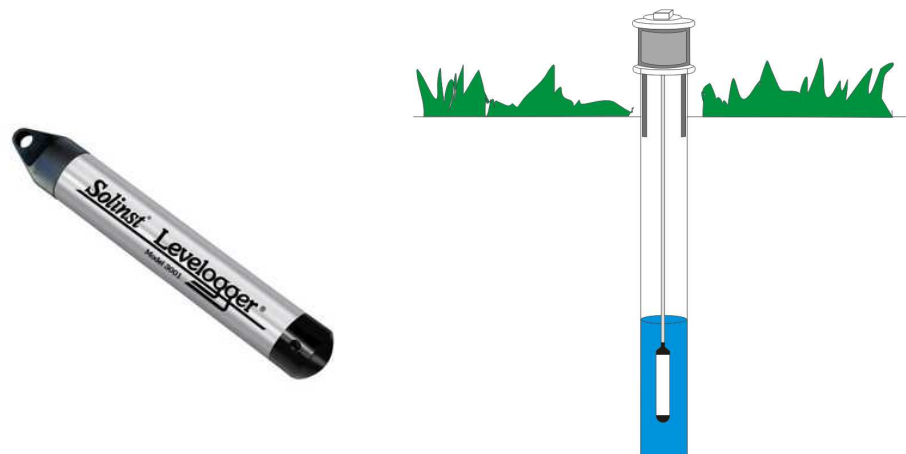


Figura 10 – Levelogger adaptado no estudo

Um levelogger foi instalado no dia 22 de fevereiro de 2011 no piezômetro Pz 4.6 e o outro foi instalado no dia 26 de março de 2011 no piezômetro Pz 3.8.

O aparelho foi instalado ligado a um cabo de aço revestido e fixado na tampa, a qual foi soldada uma haste, como demonstra a Figura 11.

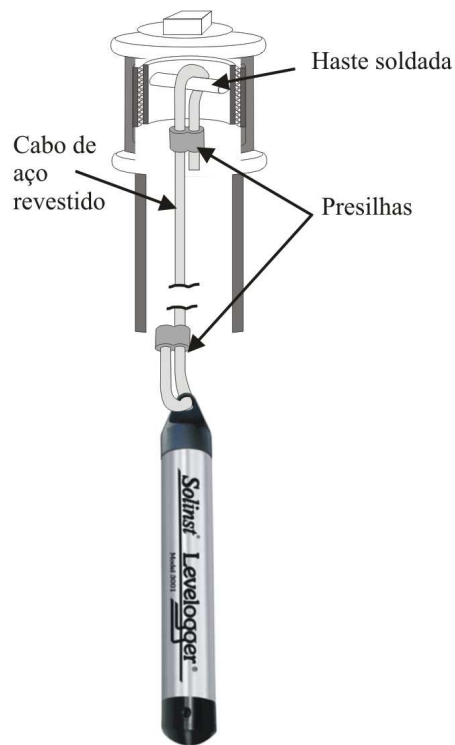


Figura 11 – Esquema de instalação do levelogger.

Os dados foram coletados dos aparelhos com descarregamentos utilizando-se laptop com software da Solinst – Levelogger versão 3.4.0, com visualização in loco dos dados de variação do nível freático (SOLINST, 2009) (Figura 12).

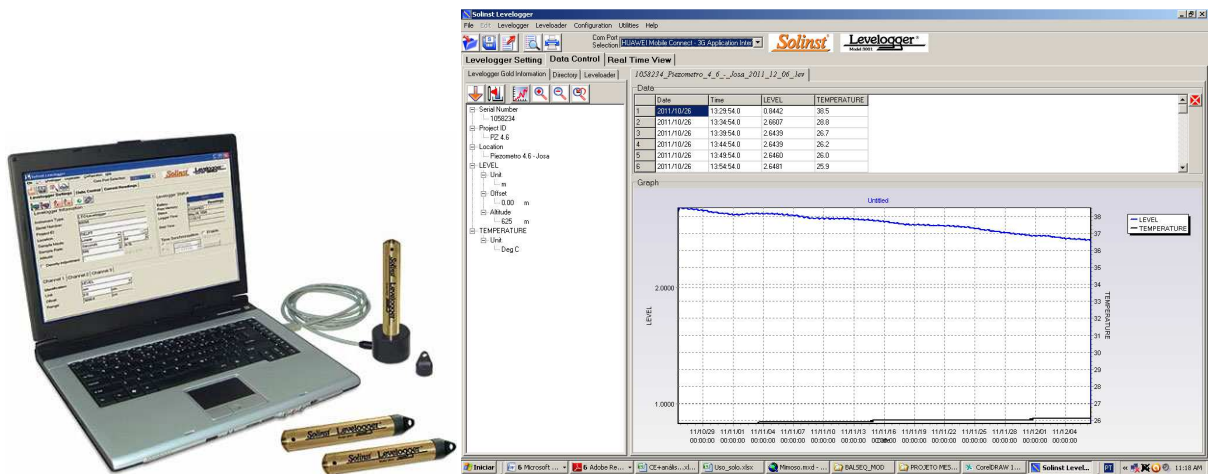


Figura 12 – Aparelham para descarregamento e display do software.

Análises realizadas

Estabilidade Temporal

Para este estudo, foram utilizados 56 piezômetros dos 60 piezômetros do vale. Os quatro piezômetros foram excluídos por terem falhas de monitoramento de mais de seis meses consecutivos. No período de outubro de 2005 a setembro de 2010, contabilizando um total de 57 meses.

Foram eliminados os valores discrepantes seguindo o critério de Hoaglin *et al.*, (1983), em que considera discrepantes os valores abaixo do limite inferior (Li), ou acima do limite superior (Ls) respectivamente, estimados por (Eq.1 a e b) (SOUZA *et al.*, 2000):

$$Li = Qi - 1,5Ai \quad (1a)$$

$$Ls = Qs + 1,5Ai \quad (1b)$$

em que Qi e Qs são os quartis inferior e superior respectivamente, e Ai a amplitude interquartílica.

Para a análise de estabilidade temporal entre os anos analisados, quanto ao nível e à condutividade elétrica, foi utilizada a técnica proposta por Vachaud *et al.* (1985), baseada no cálculo da diferença relativa. Esta técnica permite a análise dos desvios entre os valores observados individualmente no espaço e a média entre eles. Com os valores de nível (m) e condutividade elétrica (dS m⁻¹) avaliados mensalmente, foram calculadas as diferenças relativas para todos os piezômetros, de acordo com a Eq. 2:

$$\delta_{ij} = \frac{(X_{ij} - \bar{X}_j)}{\bar{X}_j} \quad (2)$$

em que,

$$\bar{X}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_{ij} \quad (3)$$

sendo δ_{ij} a diferença relativa entre a determinação individual para um local i no tempo j; X_{ij} o nível piezométrico ou a condutividade elétrica no local i e no tempo j; \bar{X}_j o

valor médio do nível ou da condutividade elétrica para todas as posições N, no momento j. A média da diferença relativa para cada locação é definida pela Eq.4:

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta_{ij} \quad (4)$$

com m representando o número de meses estudados.

Para o desvio padrão temporal para cada locação, pode-se empregar a equação (5):

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2} \quad (5)$$

A validação dos piezômetros estáveis foi realizada através da análise da correlação entre a resposta do piezômetro estável e a média de todos os demais piezômetros.

O grau de correlação foi avaliado tomando-se por base o erro aleatório, o qual indica o nível de dispersão dos dados obtidos em relação à média. A precisão da análise está relacionada à similaridade entre os valores no piezômetro estável e a média nos demais piezômetros. Matematicamente, esta similaridade pode ser avaliada através do índice de concordância (d), (WILLMOTT *et al.*, 1985), dado pela seguintes expressão (Eq. 6):

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|\hat{y}_i'| + |y_i'|)^2} \quad (6)$$

em que,

$$y_i' = y_i - \bar{y} \quad \hat{y}_i' = \hat{y}_i - \bar{y}$$

sendo,

d = adimensional variando de 0 a 1;

\hat{y}_i = valor no piezômetro estável;

y_i = valor médio nos demais piezômetros no tempo;

\bar{y} = média dos valores de todos os piezômetros no tempo.

Os valores de (d) variam de zero, para nenhuma concordância, a 1, para concordância perfeita.

Para indicar o desempenho da estabilidade nos piezômetros, foi utilizado o índice (c) proposto por Camargo & Sentelhas (1997), reunindo os coeficientes de correlação (r) e o de concordância (d), da seguinte forma (Eq.7):

$$c = r \times d \quad (7)$$

Os critérios para interpretar o desempenho da estabilidade dos piezômetros são apresentados na Tabela 1 a seguir:

Tabela 3. Critério de interpretação do desempenho da estabilidade dos piezômetros, pelo índice “c”

Desempenho	Otimo	Muito Bom	Bom	Mediano	Sofrível	Mal	Péssimo
Valor de “c”	≥ 0,85	0,76 - 0,85	0,66 - 0,75	0,61 - 0,65	0,51 - 0,60	0,41 - 0,50	≤ 0,40

Fonte: adaptado de Camargo & Sentelhas (1997)

A Figura 13 apresenta os níveis piezométricos e a salinidade no período analisado, evidenciando-se a recuperação do lençol em resposta a eventos de chuva, assim como um comportamento sazonal e crescente com o aumento da chuva nos últimos anos, com as estações chuvosas nos meses de abril a julho e secas de agosto a março, com pluviosidade média de 120 mm para o período analisado.

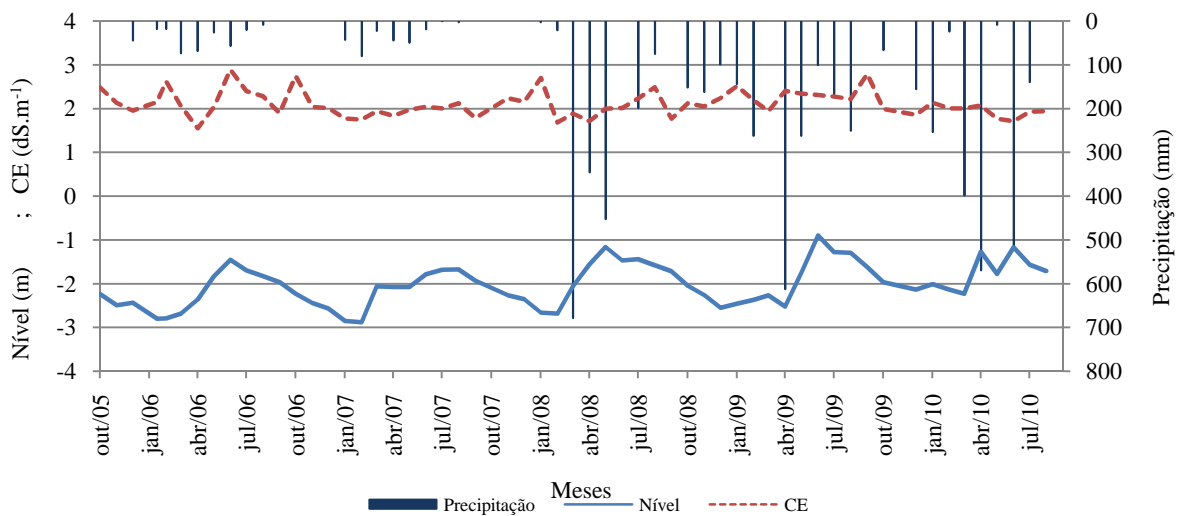


Figura 13 – Série temporal de níveis médios potenciométricos e de salinidade média, no aluvião estudado.

Análise geoestatística

Para o estudo da variabilidade temporal foram utilizados os dados mensais dos últimos 10 anos (2002 a 2011), dos piezômetros estáveis para nível e salinidade.

Estes dados foram analisados de acordo com a estatística clássica, verificando-se o seu comportamento quanto à posição (média, mediana e quartis) e dispersão (variância e desvio padrão).

Para análise da variabilidade, foi utilizado o coeficiente de variação para o nível freático e a salinidade, através da equação (Eq. 8) a seguir:

$$CV = \frac{s}{X_m} 100 \quad (8)$$

em que,

CV – Coeficiente de variação (%)

s – desvio padrão

X_m – média aritmética

Com base nos resultados foram classificadas as variabilidades segundo o critério de Warrick & Nielsen (1980), em baixa (CV < 12%), média (12 < CV < 60%) e alta (CV > 60%).

Utilizou-se o teste Kolmogorov-Smirnov, sendo a estatística do teste calculada através da máxima diferença entre ambas, em valor absoluto. A magnitude da diferença é estabelecida probabilisticamente, segundo a lei de probabilidade dessa estatística, que se encontra tabelada (LANDIM, 2003)

A metodologia geoestatística é baseada na hipótese que o modelo de probabilidade do conjunto de possíveis realizações da variável pode ser definido a partir de uma única realização, ou seja, a partir do conjunto de dados experimentais. O estudo da variável regionalizada se baseia nos seguintes pressupostos:

Ergodicidade: a esperança referente à média de todas as possíveis realizações da variável é igual à média de uma única realização dentro de certo domínio (JOURNEL *et al.*, 1978);

Estacionariedade: na região ou tempo em que se pretende fazer estimativas, o fenômeno é descrito como homogêneo dentro desse espaço (DEUTSCH *et al.*, 1998);

Hipótese intrínseca: as diferenças entre valores apresentam fraco incremento, isto é, as diferenças são localmente estacionárias (LANDIM, 2003);

Desta forma os valores de interesse não apresentaram tendências que afetem os resultados.

Para o estudo da dependência temporal foi utilizado o semivariograma, que é calculado pelo estimador clássico descrito:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (9)$$

sendo $n(h)$ o número de pares de pontos de observação separados por h .

Na prática, quando as locações de medição não são igualmente espaçadas no domínio, os estimadores só podem ser aplicados para um conjunto discreto de distâncias de separação h_j , $j=1,2, \dots, p$. Os pares de pontos são agrupados considerando-se intervalos $[h_j^-; h_j^+]$, de modo que $h_j \in [h_j^-; h_j^+]$ e $h_j = [(h_j^+ + h_j^-)/2]$. Journel & Huijbregts (1978) recomendam pelo menos 30 pares de pontos por intervalo para uma estimativa adequada da semivariância experimental.

Em seguida, os semivariogramas foram escalonados pela variância dos dados, de acordo com Vieira *et al.* (1997); com isso o efeito pepita, que é a descontinuidade do semivariograma na origem, tornou-se automaticamente uma fração do patamar, facilitando as interpretações e comparações entre semivariogramas nas diferentes condições, bem como observações da presença do mesmo padrão de variabilidade espacial, uma vez que este assume valores em uma escala padronizada. O semivariograma escalonado e foi calculado pela Equação:

$$\gamma_i^* e = \frac{\gamma^*(h)}{S^2} \quad (10)$$

em que i vai de 1 até o número de variáveis medidas, e S^2 é o valor da variância dos dados de cada situação.

De acordo com Soares (2006), o ajuste de um modelo paramétrico ao semivariograma experimental é necessário à composição do modelo geoestatístico de uma variável regionalizada. A escolha primária dos modelos teóricos a serem testados é usualmente condicionada a questões de simplicidade e desempenho em aplicações anteriores. Os modelos mais comumente empregados são o exponencial, o esférico e o gaussiano (Equação 11a, 11b e 11c). Qualquer que seja o modelo, os parâmetros a ajustar são aqueles relacionados à

caracterização do semivariograma: efeito pepita (C_0), alcance (a), e a soleira ou patamar (C_1). Esses parâmetros definem o modelo geoestatístico através da variância e escala de correlação da variável regionalizada. Os principais modelos são (DEUTSCH *et al.*, 1998):

Modelo Exponencial

$$\gamma(h) = C \cdot \left[1 - \exp\left(-\frac{3h}{a}\right) \right] \quad (11a)$$

Modelo Esférico

$$\gamma(h) = \begin{cases} C \cdot \left[1,5 \frac{h}{a} - 0,5 \left(\frac{h}{a}\right)^3 \right], & \text{se } h \leq a \\ C, & \text{se } h \geq a \end{cases} \quad (11b)$$

Modelo Gaussiano

$$\gamma(h) = C \cdot \left[1 - \exp\left(-\frac{(3h)^2}{a^2}\right) \right] \quad (11c)$$

C_0 representa o efeito pepita, ou a variância correspondente a uma distância de separação inferior a menor distância de amostragem; C representa o patamar do semivariograma, ou a máxima variância de campo; o parâmetro a está relacionado ao alcance do semivariograma, ou a máxima distância de correlação (Figura 14), (LANDIM, 2003; de MARSILY, 1986).

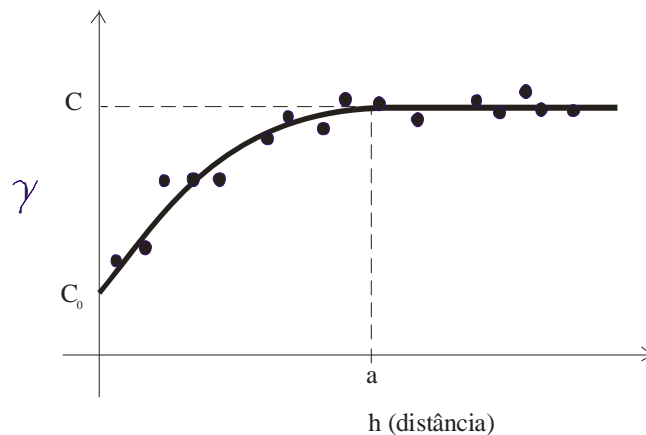


Figura 14 – Ilustração do semivariograma e os parâmetros dos modelos.

Os ajustes dos modelos foram realizados utilizando o método de mínimos quadrados ponderados (Eq. 12) utilizado como função de ajuste no programa STATISTICA 6 (STATSOFT, 2004).

$$Q = \sum [\hat{\gamma}(h) - \gamma(h, \theta)]^2 \quad (12)$$

Para confirmar o ajuste dos modelos teóricos foi utilizada a validação cruzada, que consiste em se reavaliar pelo estimador os valores amostrais conhecidos, retirando-se um a um e calculando-os como se não fossem conhecidos (LANDIM, 2003). A diferença entre o valor conhecido e o valor previsto é chamada de erro (VIEIRA *et al.*, 2010).

São calculadas as médias dos erros e os seus respectivos desvios padrão, assim como os erros normalizados e os seus desvios padrão. A média dos erros normalizados deve tender para zero, e o desvio normalizado deve aproximar-se o mais possível de 1 (um) (LANDIM, 2003).

Para a previsão pontual das variáveis no tempo foi utilizada a krigagem ordinária para visualizar a variabilidade temporal.

A Krigagem é o estimador geoestatístico dos valores de variáveis distribuídas no tempo, e/ou no espaço, a partir da interdependência dos valores adjacentes ponderados pelo semivariograma (LANDIM, 2003; SOARES, 2006).

A krigagem ordinária é uma combinação linear para minimizar uma variância de estimação, definida através de um modelo a priori para uma covariância. Assumindo a quase-estacionaridade e considerando a média desconhecida. A combinação linear é dada pela Equação 13.

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_0^j Z_i \quad (13)$$

Onde, Z_0^* é a estimação do valor desconhecido Z_i no ponto, λ_0^j são os pesos atribuídos ao estimador da krigagem (DEUTSH *et al.*, 1998; LANDIM, 2003).

Modelagem da Recarga utilizando Modelo de Balanço Hídrico Sequencial Diário (BHSD) – BALSEQ_MOD.

Segundo Oliveira (2004, 2006), o modelo BALSEQ_MOD considera desde a precipitação até a recarga, reunindo as equações clássicas de balanço hídrico que permitem quantificar os seguintes processos: Infiltração superficial (I_s), Escoamento direto (E_{ps}), evapotranspiração real (ETR), variação da quantidade de água armazenada no solo (ΔA_1) e infiltração profunda (I_p) (Figura 15).

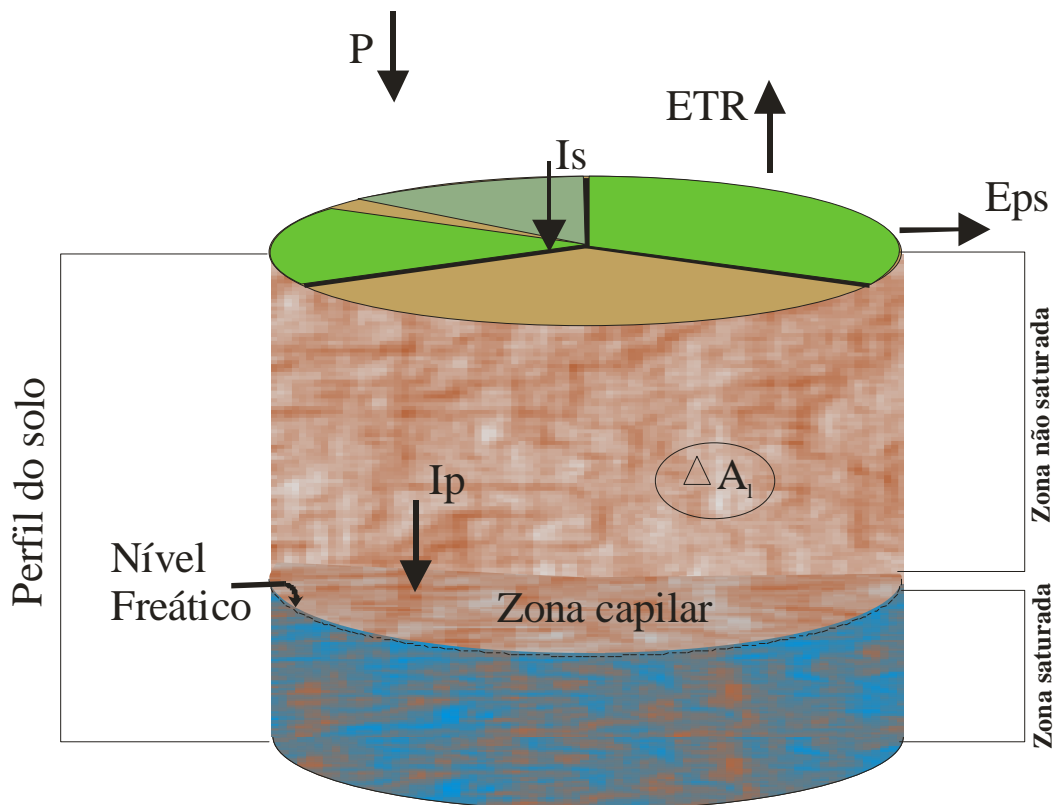


Figura 14. Modelo conceitual para o cálculo do balanço hídrico (Adaptado de OLIVEIRA, 2006).

A recarga ou infiltração profunda para um determinado período de tempo é dada pela equação:

$$I_p = P - E_{ps} - ETR - \Delta A_1 = I_s - ETR - \Delta A_1 \quad (14)$$

Precipitação (P)

Os dados meteorológicos para a entrada do modelo foram obtidos a partir da estação total do vale aluvial (Figura 8). Os dados para a precipitação (P) foram os acumulados diários do período de 2002 a 2011, tendo sido considerados representativos tanto para toda a bacia quanto para o vale.

Infiltração superficial (Is)

Para o modelo, o processo seguinte após a chuva é a infiltração, desprezando-se a interceptação. Levando em consideração que não há encharcamento do terreno no momento inicial e o solo não se encontra saturado, quando ocorre a precipitação toda essa água irá constituir a infiltração superficial até que a camada superior do solo esteja saturada, encharcando o terreno. Neste momento ocorre a variação do armazenamento da água da superfície, pela infiltração e evaporação. Quando o armazenamento da superfície atinge o determinado valor limite, ocorre o escoamento direto.

A capacidade de infiltração (I_{sc}) calculada pelo modelo é baseada na equação de Philip (Eq. 15) (Oliveira, 2006), com os atributos físicos estimados a partir dos modelos de Rawls & Brakensiek (1989), expressa com o:

$$I_{sc}(t) = 0,5 \cdot s \cdot t^{-0,5} + A \quad (15)$$

em que I_{sc} (cm h^{-1}), A (cm h^{-1}) é um parâmetro que se aproxima da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) (não havendo outra indicação, pode-se assumir igual) e s (cm h^{-1}) é a capacidade de absorção/adsorção do solo. O valor de s é estimado pela Eq. 16 encontrada em Rawls & Brakensiek (1989) (OLIVEIRA, 2006):

$$s = [2 \cdot (H_0 + H_f) \cdot (\phi - \theta_i) \cdot K_s]^{0,5} \quad (16)$$

em que,

H_0 - é a espessura da água armazenada na superfície do solo em centímetros;

H_f - é a sucção da frente de umedecimento;

ϕ - é o teor de umidade inicial em termos volumétricos e

K_s - é a condutividade hidráulica vertical saturada (cm/h)

O cálculo do valor de H_f é determinado pela Eq. 17 a partir das propriedades do solo (RAWLS & BRAKENSIEK, 1989).

$$\begin{aligned} \ln H_f = & 6,5309 - 7,32561.\phi_a + 0,001583.C^2 + 3,809479.\phi_a^2 + 0,000344.S.C \\ & - 0,049837.S.\phi_a + 0,01608.S^2.\phi_a^2 + 0,001602.C^2.\phi_a^2 - 0,0000136.S^2.C \\ & - 0,003479.C^2.\phi_a - 0,000799.S^2.\phi_a \end{aligned} \quad (17)$$

sendo S a porcentagem de areia em peso, C a porcentagem de argila em peso e ϕ_a a porosidade do solo, corrigida do ar aprisionado. ϕ_a pode ser calculado a partir da equação:

$$\phi_a = \phi \cdot \left\{ 1 - \frac{\left[3,8 + 0,00019.C^2 - 0,0337.S + 0,126.CEC.C + MO \cdot \left(\frac{S}{200} \right)^2 \right]}{100} \right\} \quad (18)$$

em que CEC é a razão entre a capacidade de troca catiônica da argila (CECc) e o teor de argila (C) e MO é porcentagem de matéria orgânica. CECc pode ser estimado a partir de:

$$CECc = CEC_{\text{solo}} - MO \cdot (1.42 + 1.70 \cdot d_h) \quad (19)$$

sendo CEC_{solo} a capacidade de troca catiônica determinada para o solo ($\text{meq } 100^{-1} \text{ g}$) e d_h a espessura do horizonte do solo (m).

No caso da não determinação da condutividade hidráulica saturada, K_{sat} também pode ser estimada a partir das propriedades do solo (RAWLS & BRAKENSIEK, 1989):

$$\begin{aligned} \ln K_{\text{sat}} = & 19,52348\phi - 8,96847 - 0,28212.C + 0,00018107.S^2 \\ & - 0,0094125.C^2 - 8,395215.\phi^2 + 0,077718.S.\phi - 0,00298.S^2.\phi^2 \\ & - 0,019492.C^2.\phi^2 + 0,0000173.S^2.C + 0,02733.C^2.\phi \\ & + 0,001434.S^2.\phi - 0,0000035.C^2.S \end{aligned} \quad (20)$$

em que K_{sat} vem em $cm\ h^{-1}$, C e S em % (porcentagem) e a equação é válida para $5\% < C < 60\%$ e $5\% < S < 70\%$.

Através da integração da Eq. 15, desde que a infiltração se dê na superfície do solo saturada, obtêm-se a infiltração acumulada $I_s(t)$ (cm):

$$I_s(t) = s \cdot t^{0,5} + A \cdot t \quad (21)$$

Segundo Oliveira (2006) o tempo necessário para se dar a saturação do solo à superfície (t_p) (Eq. 21) é dado por (Crow et al., 1988).

$$t_p = s^2(i - A/2)/2i(i - A)^2 \quad (22)$$

A equação é válida para $i > A$, sendo i a intensidade da precipitação. Enquanto não se atinge o tempo t_p , toda água infiltra no solo.

A Eq. 20 também pode ser utilizada para calcular o volume de água infiltrada se o parâmetro t dessa equação for acrescentado do tempo t_0 (Crow et al., 1988 citado por Oliveira, 2006).

$$t_0 = \frac{1}{4A^2} \cdot \left(\sqrt{s^2 + 4 \cdot A \cdot i \cdot t_p} - s \right)^2 \quad (23)$$

Todas as equações apresentadas estão implementadas no modelo BALSEQ_MOD, escrito em linguagem VISUAL BASICTM. Segundo Oliveira (2006), o modelo assume que a zona vadosa para o modelo é um meio homogêneo, pois um meio estratificado as condições de propagação da frente de umedecimento são alteradas e segue outro comportamento.

Para textura foram utilizados os dados de Montenegro & Ragab (2010) (Tabela 4) e Corrêa & Ribeiro (2001) (Tabela 5), e com adaptação das texturas para o triângulo textural (Figura 15) utilizado por Oliveira (2006), para utilização dos códigos disponíveis no programa.

Tabela 4. Dados de textura dos solos da Bacia do Mimoso

Solos	Profundidade (cm)	Argila (%)	Areia (%)	Silte (%)
Neossolo Regolítico	85	12,60	75,35	12,05
Neossolo Litólico	50	19,00	56,00	25,00
Cambissolo	185	47,38	36,08	16,54
Argissolo Vermelho	200	22,66	23,10	54,25
Argissolo Vermelho Amarelo	200	23,07	51,59	25,34
Planossolo	65	25,15	50,90	23,95
Neossolo Fluvico	200	25,99	43,20	30,82

(MONTENEGRO & RAGAB, 2010)

Tabela 5. Dados de textura dos solos do vale aluvial

Cod. Solo	Profundidade (cm)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
RR1	175	69,14	16,19	14,67
RR2	160	73,53	13,09	13,38
RU1	140	83,87	5,93	10,20
RU2	120	48,32	27,07	24,62
RU3	175	54,14	24,78	21,08
RU4	170	58,78	21,03	19,54
RU5	160	39,46	32,77	27,68
RU6	130	34,66	38,00	27,34

(CORRÊA & RIBEIRO, 2001)

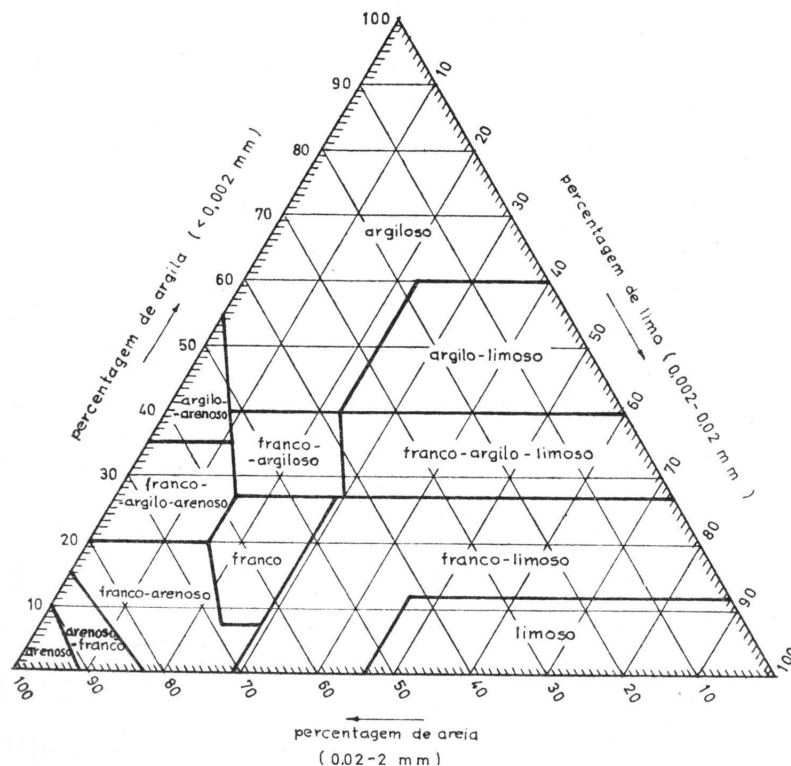


Figura 15 – Diagrama de classificação da textura do solo,

Encontram-se na Tabela 6 os dados de entrada do modelo para os solos da Bacia do Mimoso, onde entre parênteses temos-se os códigos para o arquivo de entrada dos dados.

Tabela 6. Dados dos solos da Bacia do Mimoso para entrada do programa BALSEQ_MOD

Nome dos Solos	cc (fc)	pmp (wp)	Porosidade (fi)	K _{sat} (mm.dia-1) (ks_mm_d)	(solo_sup)	Textura
Neossolo Regolítico	0,10	0,03	0,41	229,27	7	Franco arenoso
Neossolo Litólico	0,13	0,06	0,44	42240	7	Franco arenoso
Cambissolo	0,29	0,06	0,52	7,72	5	Argiloso
Argissolo Vermelho	0,19	0,05	0,48	37,00	11	Franco limoso
Argissolo Vermelho Amarelo	0,22	0,05	0,46	354,75	6	Franco
Planossolo	0,17	0,04	0,46	239,79	6	Franco
Neossolo Fluvico	0,16	0,05	0,47	294,17	11	Franco limoso

*cc – capacidade de campo; pmp – ponto de murcha permanente; K_{sat} – condutividade hidráulica saturada; fc, wp, fi, ks_mm_d – legendas do programa.
(MONTENEGRO & RAGAB, 2010)

Na Tabela 7 encontram-se os dados de entrada para o Vale Nossa Senhora do Rosário, com as identificações das texturas e os códigos adotados.

Tabela 7. Dados dos solos do vale aluvial para arquivo de entrada do programa BALSEQ_MOD

Solos	cc (fc)	pmp (wp)	Porosidade (fi)	Ksat (mm.dia-1) (ks_mm_d)	Cod (solo_sup)	Textura
RR1	0,08	0,03	0,36	114,64	7	Franco arenoso
RR2	0,06	0,02	0,41	229,27	7	Franco arenoso
RU1	0,05	0,03	0,44	97974,00	7	Franco arenoso
RU2	0,14	0,07	0,36	48685,00	10	Franco argiloso
RU3	0,13	0,06	0,38	12384,00	6	Franco
RU4	0,12	0,06	0,38	11310,00	6	Franco
RU5	0,17	0,08	0,41	15048,00	9	Franco argilo-limoso
RU6	0,17	0,07	0,37	6696,00	9	Franco argilo-limoso

cc – capacidade de campo; pmp – ponto de murcha permanente; K_{sat} – condutividade hidráulica saturada; fc, wp, fi, ks_mm_d – legendas do programa
(CORRÊA & RIBEIRO, 2001)

Evapotranspiração

Os cálculos de evapotranspiração de referência de acordo com o método de Penman-Monteith da FAO (Eq,24) foram realizados utilizando os dados climatológicos registrados na estação total (Figura 8) (ALLEN *et al.*, 1998), Tem-se que:

$$ET_0 = \frac{0,408, \Delta, (R_n - G) + \gamma, \frac{900}{T + 273}, u_2, (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma, (1 + 0,34, u_2)} \quad (24)$$

sendo:

ET_0 a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹);

R_n a radiação útil na superfície do coberto vegetal (MJ,(m² d⁻¹)⁻¹);

G a densidade do fluxo de calor no solo (MJ (m² d⁻¹)⁻¹)

T a temperatura diária média a 2 m de altitude (°C);

u_2 a velocidade do vento a 2 m de altitude (m s⁻¹);

e_s a pressão do vapor de saturação (kPa);

e_a a pressão de vapor (kPa);

$e_s - e_a$ o déficit da pressão do vapor de saturação (kPa);

Δ a tangente da curva de pressão de vapor (kPa °C⁻¹);

γ a constante psicrométrica (kPa °C⁻¹).

Coefficiente cultural

Para obter-se a evapotranspiração potencial de uma determinada cobertura vegetal (ET_c) utiliza-se a evapotranspiração de referência multiplicado por um coeficiente cultural (K_c):

$$ET_c = ET_0 \cdot K_c \quad (25)$$

O coeficiente cultural (K_c) representa as diferenças físicas e fisiológicas da cobertura natural em relação a uma superfície de referência, em que seu valor pode variar de acordo com o período vegetativo.

Considerando-se quatro períodos distintos de desenvolvimento de uma cultura, tem-se:

1. Inicial – até 10% da cobertura ou, para cobertos vegetais perenes, o tempo durante o qual ocorre iniciação de novas plantas;
2. Desenvolvimento da cultura – até a cobertura ser total;
3. Meia estação – até ao início da maturidade; e
4. Final da estação – até ao corte das culturas ou completo envelhecimento,

Para definir a curva de coeficiente cultural em função do tempo utiliza-se os valores de K_c inicial, K_c médio e K_c final (Figura 16), (ALLEN *et al.*, 1998),.

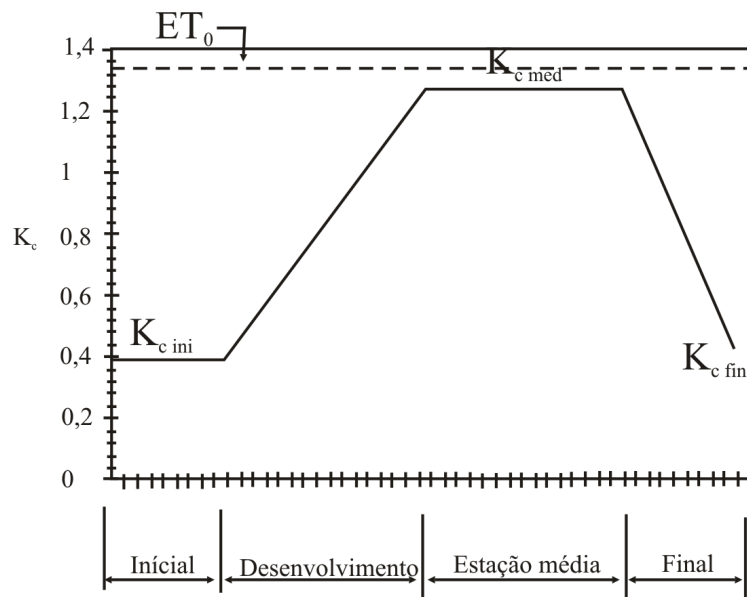


Figura 16 – Curva do coeficiente de cultura, (Adaptado Allen, et al., (1998))

Os valores de K_{cb} (Coeficiente cultural basal) inicial, médio e final para este trabalho estão no apêndice. Os coeficientes foram retirados de Allen *et al.* (1998) seguindo algumas modificações para algumas culturas, sendo elas:

- Capim – Alfafa (temporada total) – (Alfafa – total season)
- Frutíferas – Citrinos sem cobertura do terreno (20% de copa) – Citrus, no ground cover (20% canopy)
- Mata – Arbustos – Berries (bushes)

Para manter uma relação entre a Bacia do Mimoso e o vale aluvial foram utilizados os mesmos parâmetros das culturas, mas seguindo a nomenclatura de Montenegro & Ragab (2010), em que o uso e ocupação do solo seguem na Tabela 8.

Tabela 8. Relação entre uso e ocupação entre a Bacia do Mimoso e o vale aluvial

Bacia do Mimoso		Vale aluvial	
Código	Uso e ocupação	Código	Uso e ocupação
SEAR	Solo Exposto e Aerial	SC	Sem cobertura
UR	Urbano	UR	Urbano
AP	Agropastoril	CM	Capim
VAF	Vegetação Arbórea Fechada	MT	Mata (0,9)
VAAA	Vegetação Arbórea Arbustiva Aberta	MT	Mata (0,5)
MG	Mata Galeão (Galeria)	FR	Frutíferas
VAAF	Vegetação Arbórea Arbustiva Fechada	MT	Mata (0,7)

Cálculo da evapotranspiração real (ETR)

No solo saturado, a água é extraída facilmente pelas raízes das plantas. No momento do solo seco ou muito seco, as forças de absorção e capilaridade retêm a água na matriz do solo, dificultando a sua retirada. A partir de certo teor de umidade, a planta não consegue retirar mais água do solo, atingindo-se o chamado ponto de murcha permanente. Já em um solo que tem o teor de água na capacidade de campo ou certo valor de umidade limite, inferior à capacidade de campo, a planta é capaz de retirar a água de acordo com sua evapotranspiração potencial. Abaixo desse teor de água, a planta não consegue retirar a quantidade de água necessária para realizar a sua evapotranspiração potencial, que então a evapotranspiração real será inferior à potencial.

Sendo assim, a evapotranspiração real calculada pelo modelo será (OLIVEIRA, 2006):

$$ETR = (K_a \cdot K_{cb} + K_e) \cdot ET_0 \quad (26)$$

em que K_a é o coeficiente de stress hídrico, função da água armazenada no solo.

Análise de sensibilidade

Segundo Oliveira (2004) é importante verificar a validação dos modelos de balanço hídrico, contudo, é difícil conseguir, a não ser que exista a possibilidade de utilizar outra metodologia. Desta forma foi realizada uma análise de sensibilidade do modelo ao comportamento da recarga, utilizou-se porcentagens de 80, 70 e 60% da ETR para as

estimativas da bacia e assim, avaliar a relação da recarga do aluvião em relação a chuva admitindo a recarga próxima a 40 % da precipitação (MONTENEGRO *et. al*, 2003)

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Estabilidade Temporal

Na Figura 17A tem-se a representação da distribuição espaço-temporal, em forma de Box-plot, das médias temporais do nível e da condutividade elétrica (CE) de todos os piezômetros, no período analisado. Observa-se a presença de valores discrepantes e extremos, os quais representam piezômetros localizados em área de solos salinos sódicos (RU6, apresentada na Figura 18). Estes valores alteram o comportamento da estabilidade, aumentando os desvios em torno da média, e com isso alterando a representatividade de piezômetros estáveis. Na Figura 17A também estão representados os box-plots dos valores de nível e CE, após filtragem das discrepâncias. Não houve alteração nos valores da mediana, por esta ser uma medida de tendência central mais resistente, que não se altera pela presença ou ausência de valores atípicos, assumindo-se estacionaridade dos dados no espaço. Na Figura 17B estão representadas as médias temporais para os períodos secos e chuvosos, após a retirada de valores discrepantes, os quais apresentam alterações nos valores medianos de nível potenciométrico e mantêm o comportamento mediano da condutividade elétrica, ocorrendo valores discrepantes para os períodos analisados.

A Figura 18 apresenta a classificação pedológica dos solos do vale aluvial, com destaque para alguns piezômetros, que apresentaram maior estabilidade, como discutido adiante.

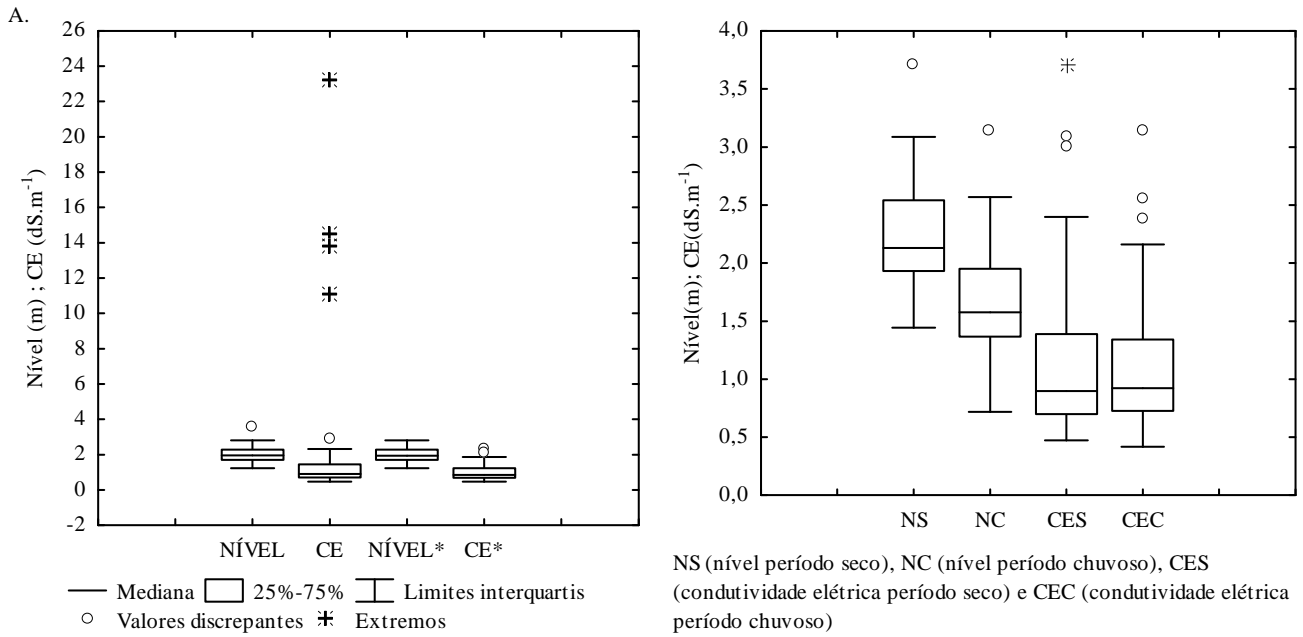
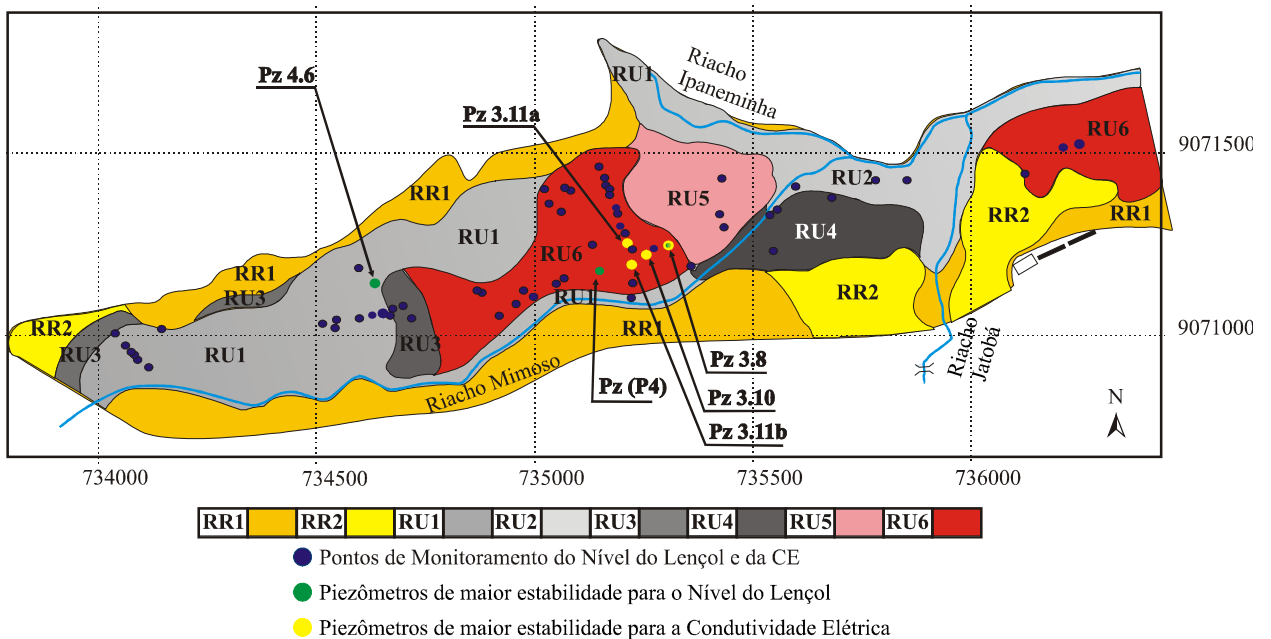


Figura 17 – Box-Plot do nível e condutividade elétrica. As variáveis Nível* e CE* representam os valores com filtragem dos dados discrepantes (A). Box-plot das variáveis para os períodos seco e chuvoso (B)



- RR1 NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico típico ambos fase relevo suave ondulado;
 RR2 NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico solódico textura média (leve) fase relevo plano e suave ondulado;
 RU1 NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura arenosa ou média (leve) / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
 RU2 NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura média / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
 RU3 NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média (leve) / média moderadamente drenado;
 RU4 NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média / média ou arenosa moderadamente drenado;
 RU5 NEOSSOLO FLÚVICO Sódico salino textura média / média (leve) ou média imperfeitamente drenado;
 RU6 NEOSSOLO FLÚVICO Salino sódico textura média imperfeitamente drenado.

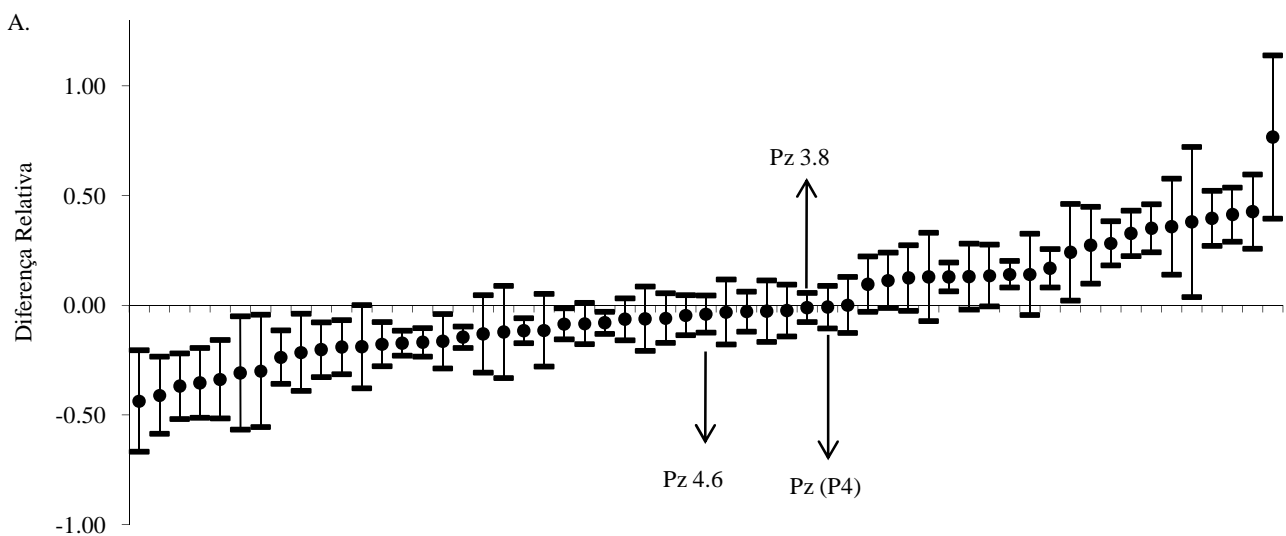
Figura 18 – Mapa da classificação pedológica da área em estudo (CORREA & RIBEIRO, 2001), e localização dos piezômetros

A identificação dos piezômetros representativos para a média dos valores de nível e condutividade elétrica foi realizada a partir dos gráficos de estabilidade temporal (Figura 19), onde os piezômetros com diferenças relativas positivas tendem a superestimar os valores, enquanto os de diferença relativa negativa são os que subestimam a média.

No tocante aos níveis, os piezômetros que se mostraram representativos foram os Pz (P4), Pz 3.8 e Pz 4.6, (Figura 19A), apresentando diferenças relativas médias mais próximas de zero e desvios de 9,67%, 6,64% e 8,45%, respectivamente. Estes piezômetros se localizam nas manchas de solo RU1 e RU6, conforme Figura 18.

A estabilidade do nível esta associado à localização dos piezômetros, confirmando análise anterior de Montenegro *et al.* (2003), que afirmaram que os piezômetros ao longo do eixo longitudinal analisados exibem aproximadamente a mesma dinâmica de flutuação do nível da água ao longo do tempo. A proximidade dos riachos (Figura 18) pode influenciar nessa estabilidade, por contribuir com recargas laterais.

Para a condutividade elétrica, os piezômetros representativos para o valor médio da diferença relativa foram Pz 3.8, Pz 3.11b e Pz 3.11a (Figura 19B), que apresentaram diferenças relativas médias mais próximas de zero e desvios de 10,85%, 12,52% e 15,05%, respectivamente. Todos se localizam na área de solo RU6 (Figura 18). Observa-se que o Pz 3.8 foi o de menor desvio, com diferença relativa próxima de zero tanto para nível quanto para a condutividade elétrica.



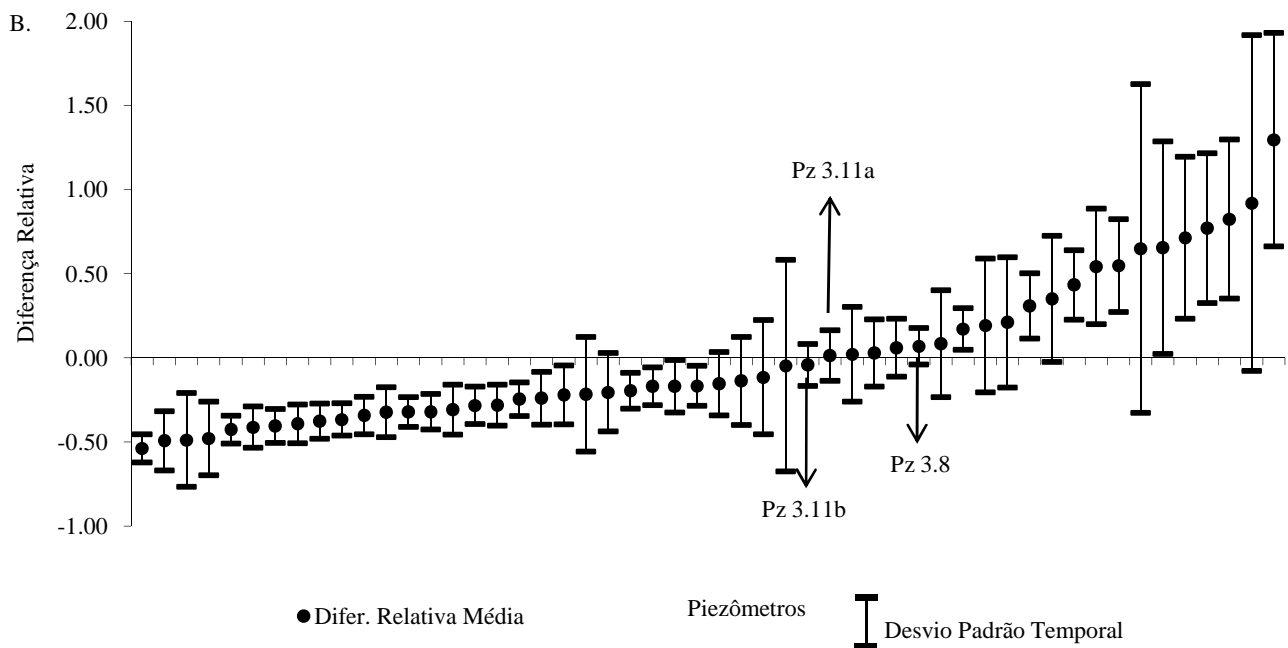


Figura 19 – Diferença relativa média intertemporal e desvio-padrão temporal para o nível potenciométrico (A) e condutividade elétrica (B)

A Tabela 9 apresenta o logaritmo da condutividade hidráulica saturada dos piezômetros estáveis segundo Montenegro (1997), tanto para o nível quanto para a salinidade. Comparando-se esses valores com a média $0,68 \text{ m dia}^{-1}$ de todos os piezômetros, pode-se verificar que o logaritmo da condutividade hidráulica variou entre $0,68$ a $2,06 \text{ m dia}^{-1}$, com predominância de valores próximos ao 3º quartil.

Tabela 9. Logaritmo da condutividade hidráulica (LOGK) dos piezômetros estáveis para salinidade e nível potenciométrico

Piezômetros estáveis para o nível	LOGK (m dia^{-1})	Piezômetros estáveis para a salinidade	LOGK (m dia^{-1})
Pz (P4)	1,40	Pz 3.8	1,32
Pz 3.8	1,32	Pz 3.11a	1,63
Pz 4.6	2,06	Pz 3.11b	0,68

Fonte: Montenegro (1997)

As funções de probabilidade acumulada para os meses chuvosos (abril a julho) e meses secos (agosto a maio) de 2005 a 2010 para o nível do lençol freático e condutividade elétrica estão apresentadas na Figura 20. Nota-se que o aquífero aluvial apresenta sazonalidade em relação ao nível potenciométrico, o mesmo não ocorrendo com a condutividade elétrica.

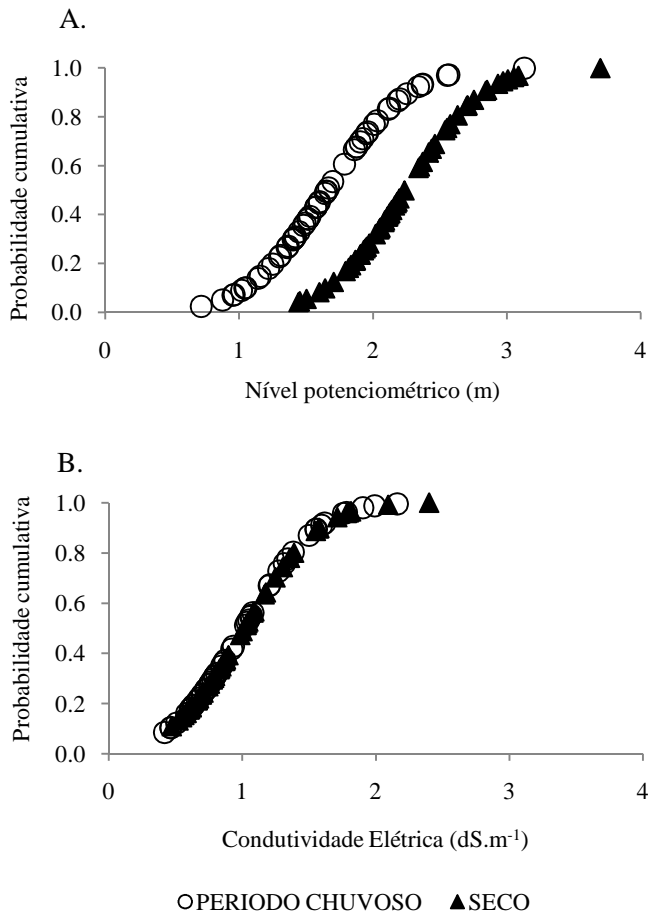


Figura 20 – Função de probabilidade acumulada da média do nível potenciométrico (A) e da condutividade elétrica (B) dos piezômetros nos meses mais chuvosos e mais secos

A validação da escolha dos piezômetros estáveis foi realizada a partir da comparação dos valores mensais dos piezômetros com a média de todos os piezômetros no tempo estudado. Para confirmar a adequação dos piezômetros representativos em relação à malha de piezômetros analisada, foram consideradas as medidas mensais para o nível potenciométrico (Figura 21) e condutividade elétrica (Figura 22), e comparada com as médias mensais dos 56 piezômetros restantes para as duas variáveis analisadas. Os coeficientes de determinação calculados se situaram entre 0,95 e 0,81. O comportamento do nível dos piezômetros Pz (P4), Pz 3.8 e Pz 4.6 (Figura 21B; Figura 21D; Figura 21F), referente à média global, representa

adequadamente a sazonalidade da recarga no aquífero, constituindo-se em adequados estimadores do comportamento do nível ao longo do rio.

A estabilidade para o nível é confirmada nos gráficos do comportamento das médias, com baixas variações. Observando-se a Tabela 9, com os valores de condutividade hidráulica, e verificando-se os coeficientes de determinação da Figura 21A; Figura 21C; Figura 21E, pode-se constatar que a condutividade hidráulica não explica adequadamente o comportamento da estabilidade para estes piezômetros.

No tocante à condutividade elétrica, os coeficientes de determinação ficaram entre 0,01 e 0,34, não validando os piezômetros com menores diferenças relativas, mais próximas a zero. Observando-se as Figura 22B; Figura 22D; Figura 22F, no período de abril de 2008 a abril de 2010, nota-se que alguns meses apresentaram médias mensais globais dos piezômetros inferiores e superiores às dos piezômetros estáveis. A não validação da estabilidade dos piezômetros em relação à condutividade elétrica pode ser explicada pela baixa escala de variação das medições (Figuras 22A; Figuras 22C; Figuras 22E).

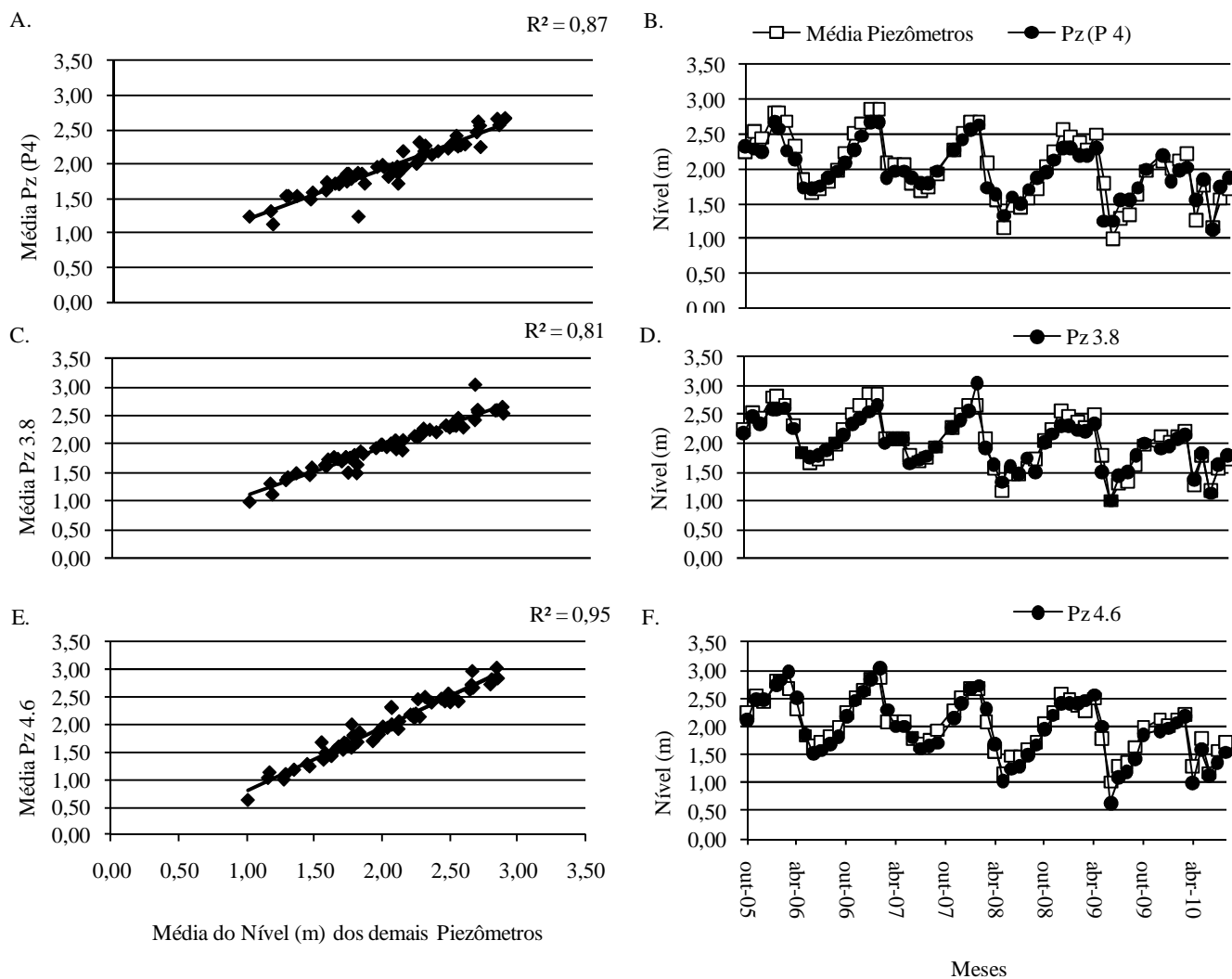


Figura 21 – Correlação entre os dados dos piezômetros estáveis e a média dos demais piezômetros (A, C e E) e evolução do nível potenciométrico (m) (B, D e F) no período em estudo

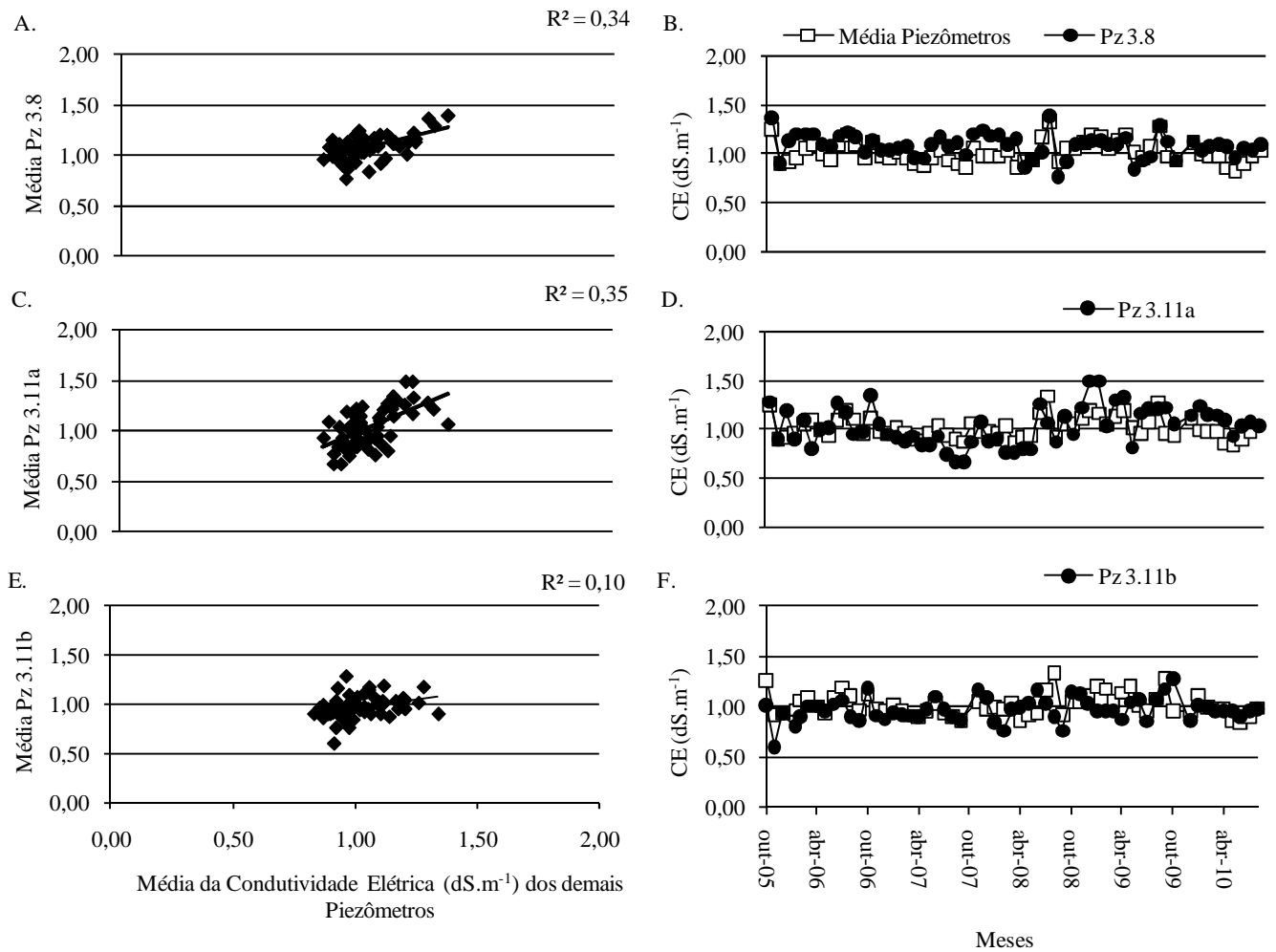


Figura 22 – Correlação entre os dados dos piezômetros estáveis e a média dos demais piezômetros (A, C e E) e evolução da condutividade elétrica (dS m^{-1}) (B, D e F) no período em estudo

Vachaud *et al.* (1985) destacam que a metodologia da estabilidade temporal pode não ser representativa para alguns atributos, recomendando a sua verificação para o atributo de interesse.

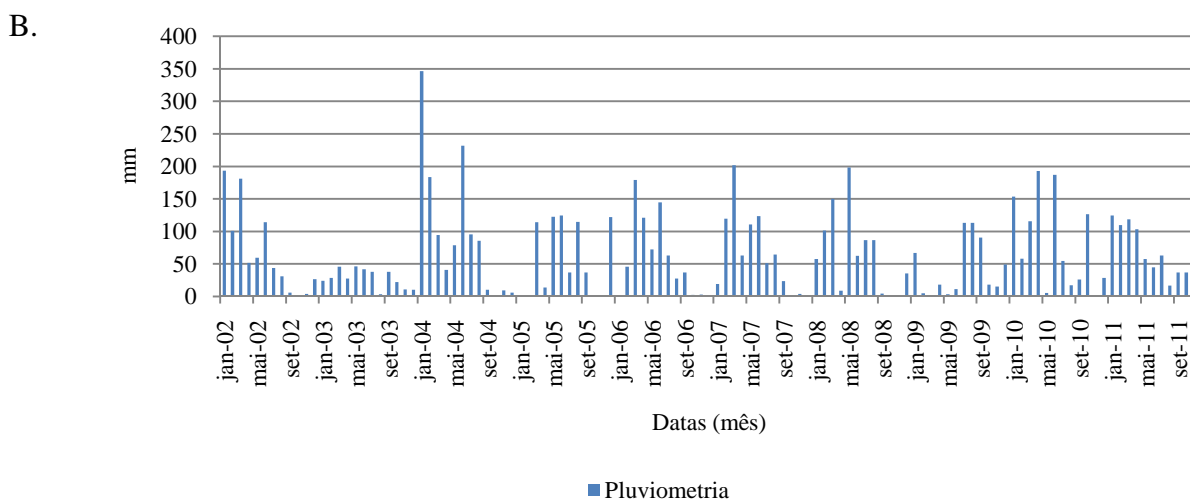
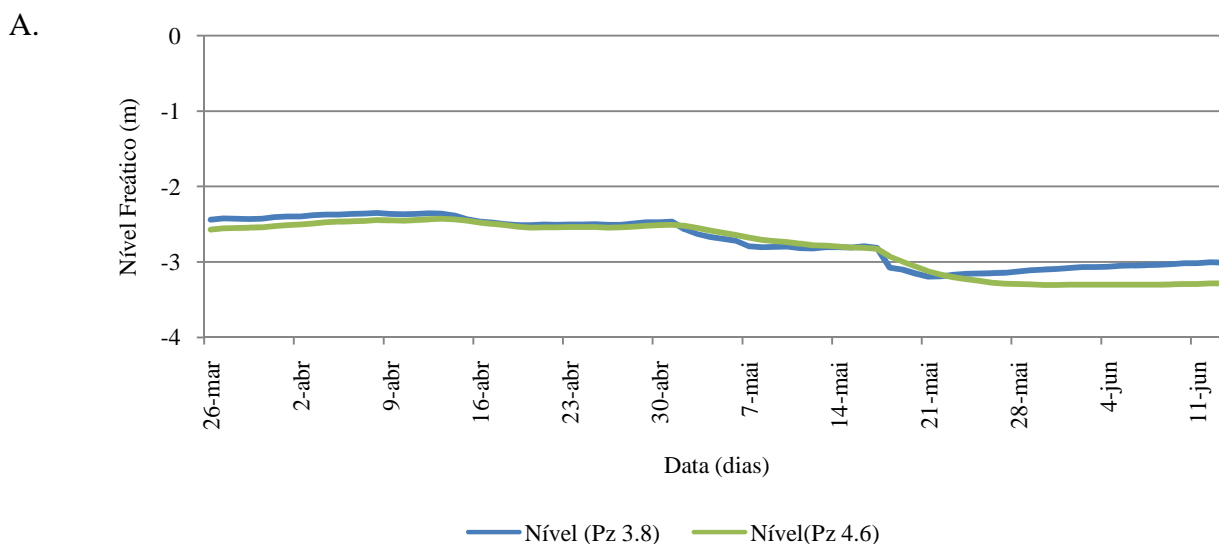
Os desempenhos da correlação, avaliados através dos índices de Willmott, (WILLMOTT *et al.*, 1985), entre os piezômetros estáveis e os demais, encontram-se na Tabela 10. Os desempenhos apresentados para os níveis foram de bom a ótimo, enquanto a salinidade apresentou em sua maioria desempenho péssimo. A metodologia de Willmott não permitiu validar os piezômetros de menor desvio para a condutividade elétrica.

Tabela 10. Índice de Willmott e desempenho da estabilidade dos piezômetros

Piezômetros estáveis Nível	Índice de Willmott	C	Desempenho
Pz (P 4)	0,91	0,74	Bom
Pz 3.8	0,94	0,93	Ótimo
Pz 4.6	0,99	0,96	Ótimo
Piezômetros estáveis Salinidade	Índice de Willmott	C	Desempenho
Pz 3.8	1,00	0,29	Péssimo
Pz 3.11a	0,99	0,55	Sofrível
Pz 3.11b	0,99	0,18	Péssimo

Geoestatística Temporal

Na Figura 23A os dados diários dos meses de março de 2011 a jun de 2011 dos piezômetros estáveis, registrados nos levelloggers (Figura10). Nota-se que os comportamentos dos mesmos são muito parecidos ao longo do tempo, em escala diária. Na Figura 23C encontram-se os comportamentos dos piezômetros estáveis para nível e salinidade durante os anos analisados. As respostas dos níveis representadas pelos piezômetros analisados são sensíveis aos eventos e chuva (Figura 23B) e confirma o comportamento médio encontrado em análise anterior, encontrada por Andrade (2010) com valores médios de todo o vale. Quanto à salinidade, os piezômetros estáveis indicam que as condutividades elétricas nestes pontos não respondem aos eventos de chuva, e observam-se algumas diferenças no comportamento deles nos anos de 2002, 2008 e 2009.



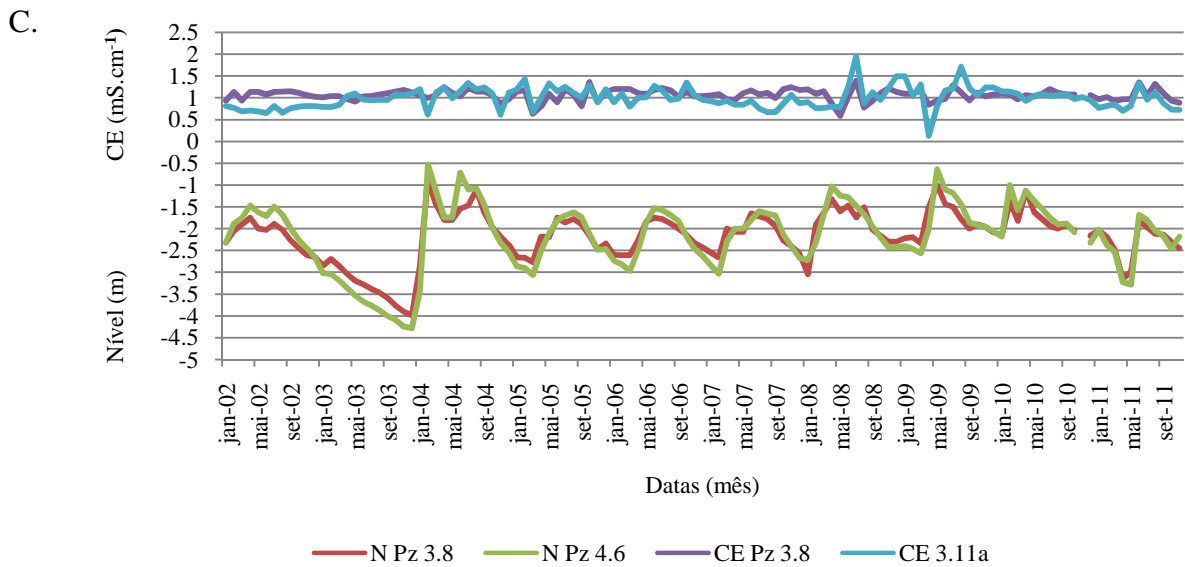


Figura 23 – Série de dados diários de 2011 dos piezômetros estáveis (A) e série de dados mensais de 2002 até 2011 da chuva (B), condutividade elétrica e nível freático (C) dos piezômetros estáveis.

Na Tabela 13 encontram-se os dados estatísticos descritivos referentes aos piezômetros analisados. Os valores de média e mediana se aproximam identificando uma distribuição simétrica. Na condutividade elétrica CE para o Pz 3.8 a assimetria é negativa, que é confirmado pelo valor da mediana ser maior que a média, sendo uma distribuição platicúrtica, demonstrando que o piezômetro tem maior dispersão em torno da média no tempo, enquanto os demais apresentaram distribuição leptocúrtica. Os baixos valores de assimetria e de curtose evidenciam uma possível normalidade nos dados, confirmada através do teste de Kolmogorov-Smirnov.

Para os valores de coeficiente de variação, todos os piezômetros, para ambas as variáveis, apresentaram média variabilidade. O entendimento do coeficiente de variação, segundo Landim (2003), pode fornecer uma medida relativa da precisão, pois pode-se visualizar e melhor avaliar a dispersão dos dados.

Tabela 11. Análise estatística descritiva dos dados temporais

	Nível		CE	
	Pz 3.8	Pz 4.6	Pz 3.8	Pz 3.11a
N.º Dados	118	118	118	119
Média	2,17	2,17	1,06	1,00
Mediana	2,07	2,05	1,08	0,98
Mínimo	0,86	0,53	0,58	0,13
Máximo	3,99	4,28	1,39	1,94
Quartil Inferior	1,80	1,68	0,99	0,81
Quartil Superior	2,45	2,53	1,14	1,15
Variância	0,34	0,58	0,02	0,06
Desvio Padrão	0,58	0,76	0,13	0,24
Assimetria	0,79	0,62	-0,66	0,41
Curtose	1,07	0,42	1,94	2,29
CV(%)	26,72	35,02	12,26	24,00
*K-S	0,098	0,077	0,098	0,051

*K-S – Teste de normalidade de Kolmogorov Smirnov a 5%

Na Figura 24 tem-se a representação da distribuição no tempo, em forma de Box-plot dos níveis e da condutividade elétrica (CE) dos piezômetros estáveis, para o período analisado. Observam-se valores discrepantes para os níveis (Figura 24A) que representam a resposta do vale aos maiores eventos de chuva. Enquanto a CE (Figura 24B) exhibe os valores discrepantes para mais e para menos, o que demonstra a diluição dos sais nos eventos de alta pluviometria e baixa pluviometria. Na Figura 24A pode-se verificar que os valores medianos são muito próximos, o que se confirma na tabela 14; já na Figura 24, o piezômetro Pz 3.8 tem uma amplitude interquartílica menor do que os demais piezômetros, tanto para CE quanto para nível. Este comportamento pode ser explicado pelo fato do mesmo se situar mais a jusante no vale, diminuindo assim sua faixa de variação.

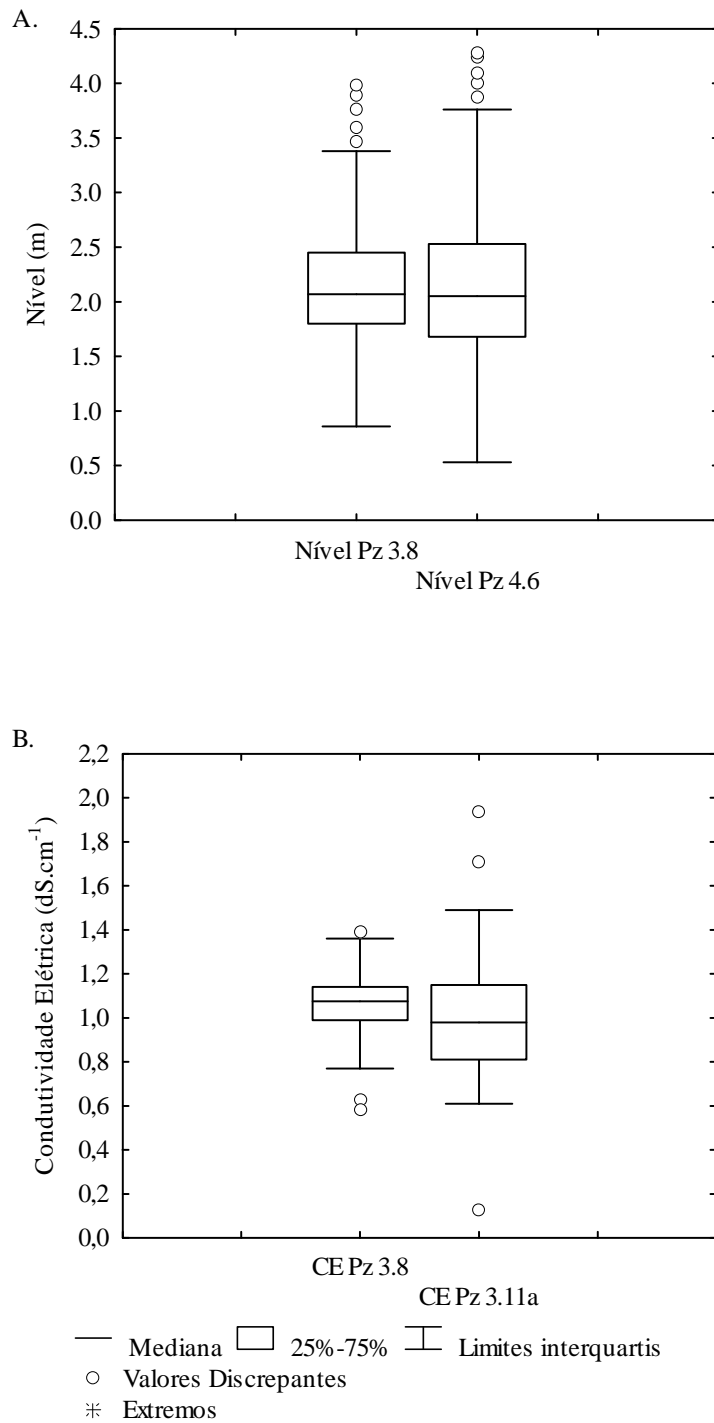


Figura 24 – Box-plot do nível piezométrico e condutividade elétrica dos piezômetros, para os anos analisados

Na Tabela 12 encontram-se os valores de ajuste dos parâmetros. O modelo gaussiano foi o que produziu o melhor ajuste para os piezômetros correspondentes ao nível freático, com coeficientes de correlação e determinação confirmando o ajuste do modelo aos dados estimados. Os piezômetros estáveis para a salinidade apresentaram efeito pepita puro,

caracterizando a não existência de dependência temporal, o que significa que existe uma grande variabilidade em pequena escala de tempo, o que pode acontecer que quando $\gamma(h)$ não tender para 0 quando o tempo h tende para 0 (SOARES, 2006). Os piezômetros apresentaram, para nível alcanças de 4 meses, descrevendo a variação do nível em resposta as recargas.

A dependência temporal foi moderada para os modelos ajustados, considerando os limites utilizados por Sartori *et al.* (2010), proposto por Cambardella *et al.* (1994), em que a dependência temporal para valores $\geq 75\%$, são de dependência forte, moderada entre 25% e 75% e fraca para $\leq 25\%$.

Tabela 12. Modelos e parâmetros dos semivariogramas escalonados para as variáveis

Nível	Modelo	C ₀	C ₁	C ₀ + C ₁	A ₀	IDT	R	R ²
Pz 3.8	Gaussiano	0,62	0,61	1,23	4,42	51	0,95	0,91
Pz 4.6	Gaussiano	0,63	0,57	1,20	3,96	53	0,94	0,88
Condutividade Elétrica								
Pz 3.8	Efeito pepita puro							
Pz 3.11a	Efeito pepita puro							

C₀ – Efeito pepita; C₁- Soleira; A₀– alcance; R – Coeficiente de correlação; R² - Coeficiente de determinação; IDT – Índice de Dependência Temporal(%)

Os valores da validação cruzada estão apresentados na Tabela 13. Os valores das médias próximos de zero e desvio próximos de um validam todos os modelos ajustados. O que chama a atenção é que o modelo adotado para CE, para o piezômetro Pz 3.11a, foi devidamente validado, mesmo com os coeficientes de determinação e correlação baixos Isto pode ter ocorrido devido à boa descrição do modelo às primeiras semivariâncias, as quais estão dentro do alcance do modelo. Tal fato pode ser explicado fisicamente considerando-se a distância dos piezômetros aos poços comunitários utilizados para irrigação.

Tabela 13. Valores para a validação cruzada (Jackknifing)

Validação Cruzada	Nível	
	Pz 3.8	Pz 4.6
Média	-0,007	-0,004
Desvio Padrão	1,019	1,017

Na Figura 25 e 26 tem-se os semivariogramas para nível e condutividade elétrica, respectivamente. Os semivariogramas escalonados para nível apresentam curvas com

tendências muito parecidas na disposição das semivariâncias no tempo. Estas tendências podem ser explicadas inicialmente pela estabilidade de ambos os piezômetros. O piezômetro Pz 3.8 (Figura 25A) está à jusante e ou Pz 4.6 (Figura 25B) está a montante da estação fluviométrica. O semivariogramas do Pz 3.8 e Pz 3.11a para condutividade elétrica (Figura 26A e B) não apresenta dependência temporal, o que remete a dizer que não se pode prever seu comportamento ao longo do ano hidrológico.

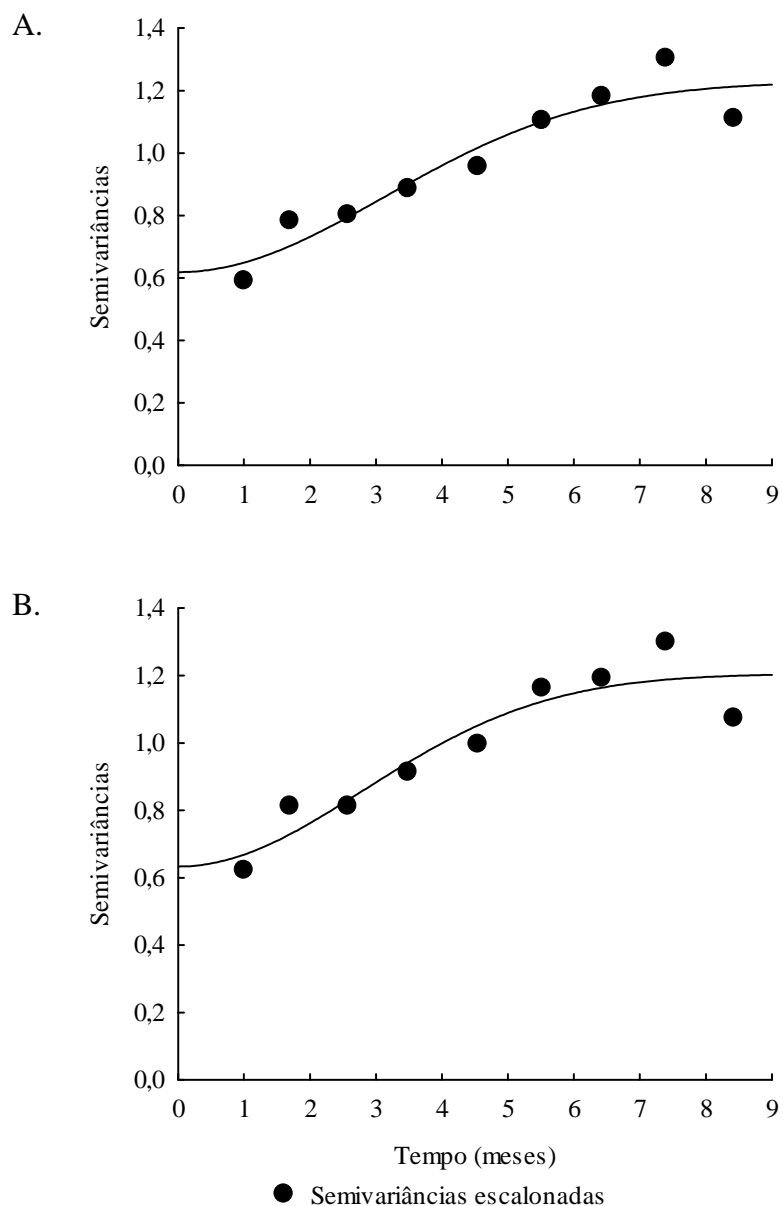


Figura 25 – Semivariogramas escalonadostemporais dos níveis freáticos dos piezômetros Pz 3.8 (A) e Pz 4.6 (B)

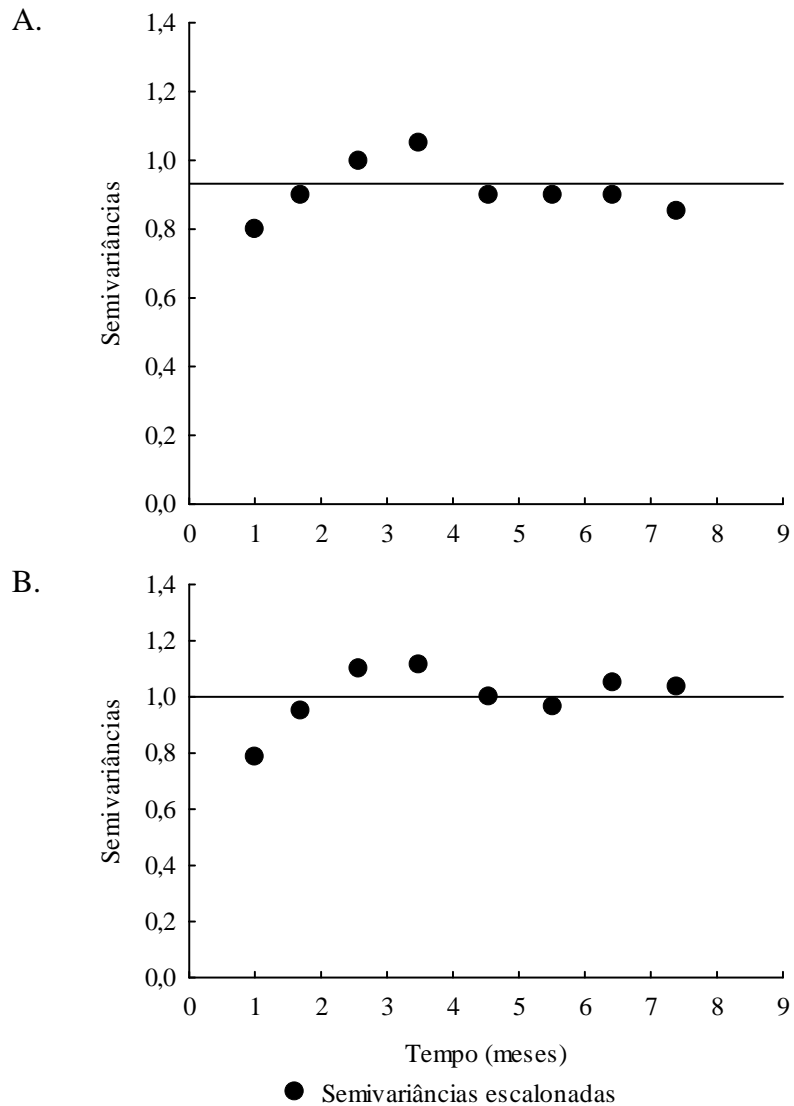


Figura 26 – Semivariogramas temporais escalonados das condutividades elétricas dos piezômetros Pz 3.8 (A) e Pz 3.11a (B)

Através da interpolação por krigagem ordinária foi possível visualizar a variabilidade temporal dos níveis freáticos, como também da condutividade elétrica do piezômetro Pz 3.11a (Figuras 27 e 28).

Pode-se observar nos mapas de nível (Figura 27A e 27B) que nos primeiros dois anos da série ocorreram os níveis mais baixos, correspondentes aos meses de agosto a dezembro, com uma sequência de recargas, proveniente das chuvas, durante o início de 2004 e outra entre junho (Figura 27B) e agosto (Figura 27A). Nos anos seguintes, o nível freático não se alterou muito em função dos eventos pluviométricos, a não ser entre 2009 e 2010, quando o nível novamente subiu, mas diferentemente dos anos anteriores, concentrou-se nos meses de maio a julho, com valores mais próximos da superfície em junho.

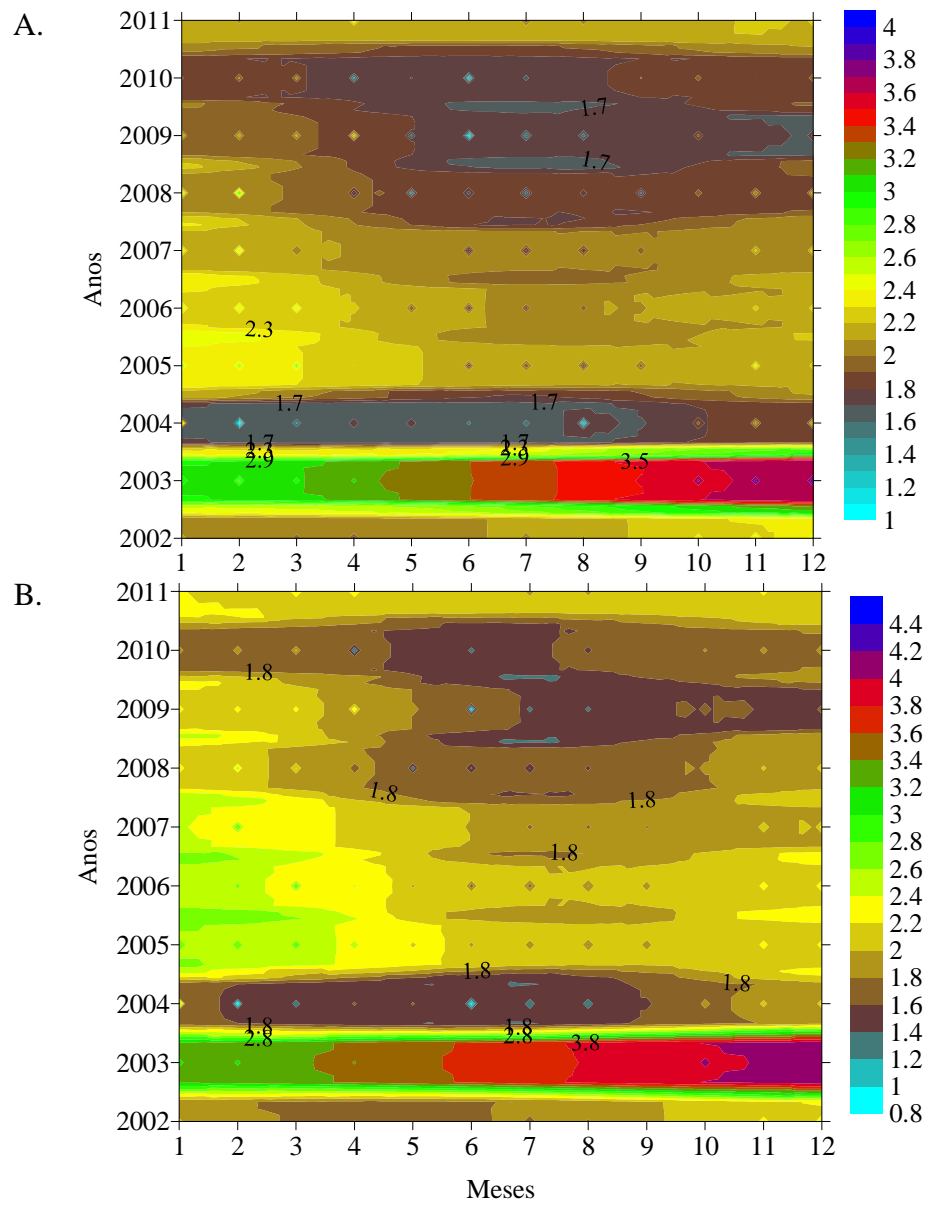


Figura 27 – Mapa temporal dos níveis piezométricos dos piezômetros Pz 3.8 (A) e Pz 4.6 (B)

Estimativas do BALSEQ_MOD

Na Tabela 14 estão os valores médios da Recarga(Ip) gerados pelo modelo BALSEQ_MOD, juntamente com os dados de Escoamento direto(Es) e Evapotranspiração real(ETR) e precipitação, para a bacia e para o vale aluvial. Na Figura 28 está a variação dos componentes do balanço hídrico para as áreas de estudo.

Tabela 14. Valores médios dos componentes do balanço hídrico para o período de 2002 a 2010

	Pluviometria	Ip Bacia(mm)	Es Bacia (mm)	ETR Bacia (mm)	Ip Vale (mm)	Es Vale (mm)	ETR Vale (mm)
Jan	95,79	8,27	28,15	51,54	11,64	36,53	39,22
Fev	71,51	4,59	19,14	47,98	5,86	25,37	39,34
Mar	120,38	9,73	34,39	64,76	15,41	45,38	53,61
Abr	59,88	4,98	14,93	49,03	5,49	19,87	40,62
Mai	77,62	4,08	18,16	50,15	5,91	24,65	40,62
Jun	115,86	14,99	30,21	55,42	16,96	39,66	46,24
Jul	64,88	2,51	12,78	60,34	3,43	17,89	48,51
Ago	60,50	3,71	11,37	53,10	4,04	15,67	41,00
Set	30,51	0,03	2,33	23,87	0,10	3,51	16,30
Out	18,96	2,88	5,61	7,51	3,41	7,27	5,88
Nov	5,23	0,00	0,81	6,00	0,06	1,19	4,19
Dez	31,10	1,25	8,49	18,89	2,35	11,40	14,57

Ip – Infiltração Profunda; Es – Escoamento superficial; ETR – Evapotranspiração real.

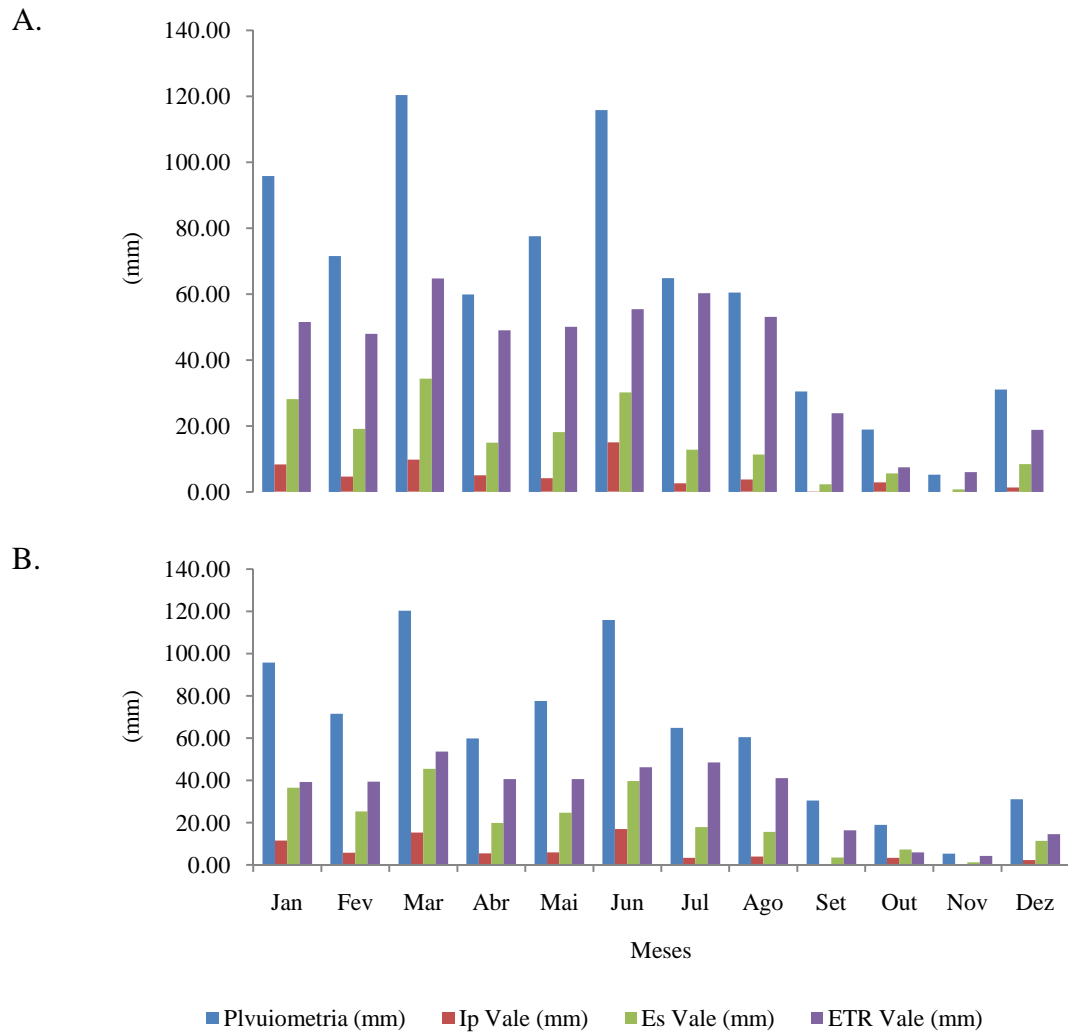


Figura 28 – Valores médios mensais dos componentes do balanço hídrico para o período de 2002-2010 da Bacia do Mimoso (A) e do vale aluvial (B)

Os meses de janeiro a junho tem-se os maiores valores de chuva e mais alta variação entre os componentes do balanço hídrico. Observa-se na tabela que os valores de recarga da Bacia são menores que o do vale; isto é consistente com o fato dos solos da bacia serem rasos, o que limita a sua capacidade de infiltração. Os dados médios gerados pelo modelo BALSEQ_MOD apresentaram boa correlação entre a pluviometria e os dados estimados pelo modelo (Figura 30A) para a Bacia e para o vale, contudo estes dados não puderam ser validados com observações de campo. Por outro lado, Brito *et al.* (2008) em estudo na Bacia do Peixe no semiárido Paraíba concluiu que o modelo BALSEQ fornece valores realísticos de recarga.

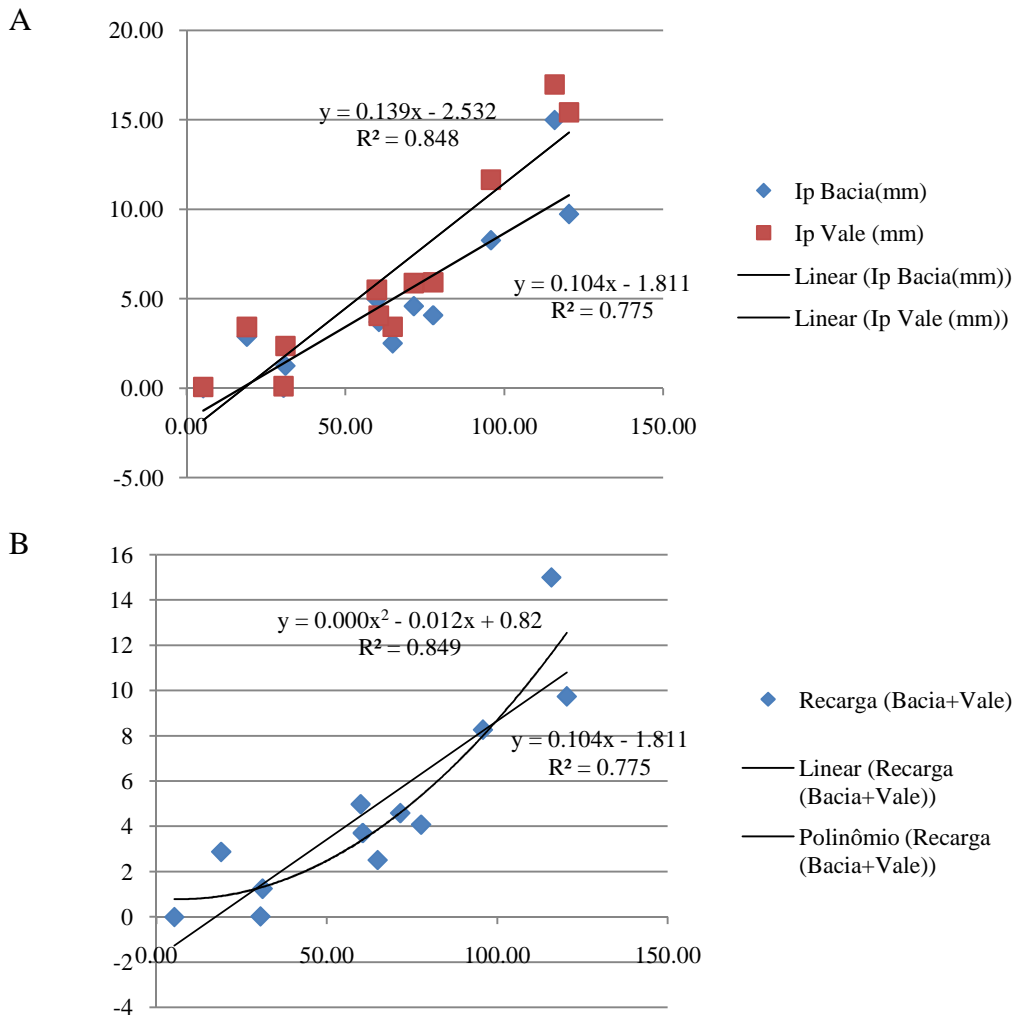


Figura 29 – Gráficos de correlação entre pluviometria e recarga (IP) (mm mês^{-1})

O mapa das Figuras 31, 32 e 33 apresentam o comportamento médio anual das áreas de recarga, evapotranspiração real e escoamento direto, respectivamente. As maiores áreas responsáveis pela recarga são às áreas próximas do vale e ao norte da bacia. Nas áreas de menor recarga observa-se a presença do Argissolo Vermelho Amarelo e grandes extensões de mata arbustiva (caatinga), onde tem-se os mais altos valores de escoamento (Figura 33) e menores valores de evapotranspiração (Figura 32). As áreas de maior recarga são as que menos evapotranspiram. Oliveira, (2006) utilizando o BALSEQ_MOD na região do Algarve-Portugal, apresentou esta relação entre evapotranspiração real e recarga em seus resultados.

Na Figura 33 observa-se uma alta variabilidade do escoamento, o que contribui para a drenagem da bacia

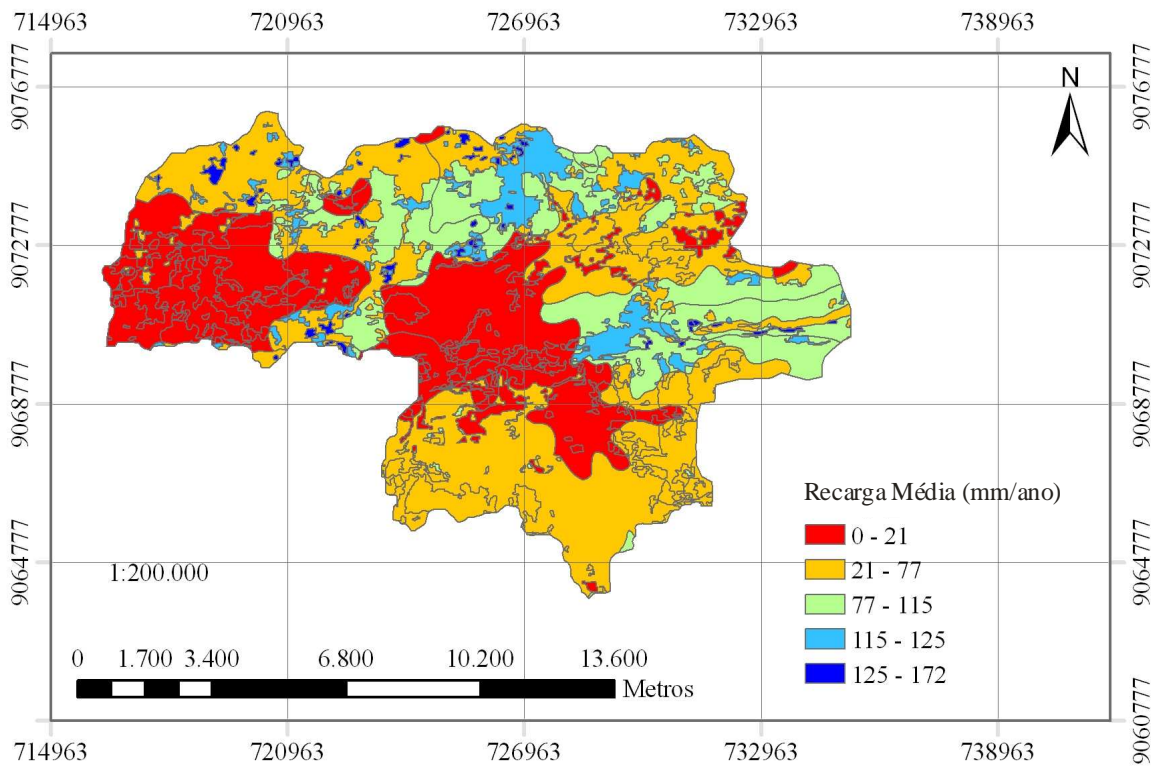


Figura 30 – Mapa da recarga média anual para a bacia do Mimoso

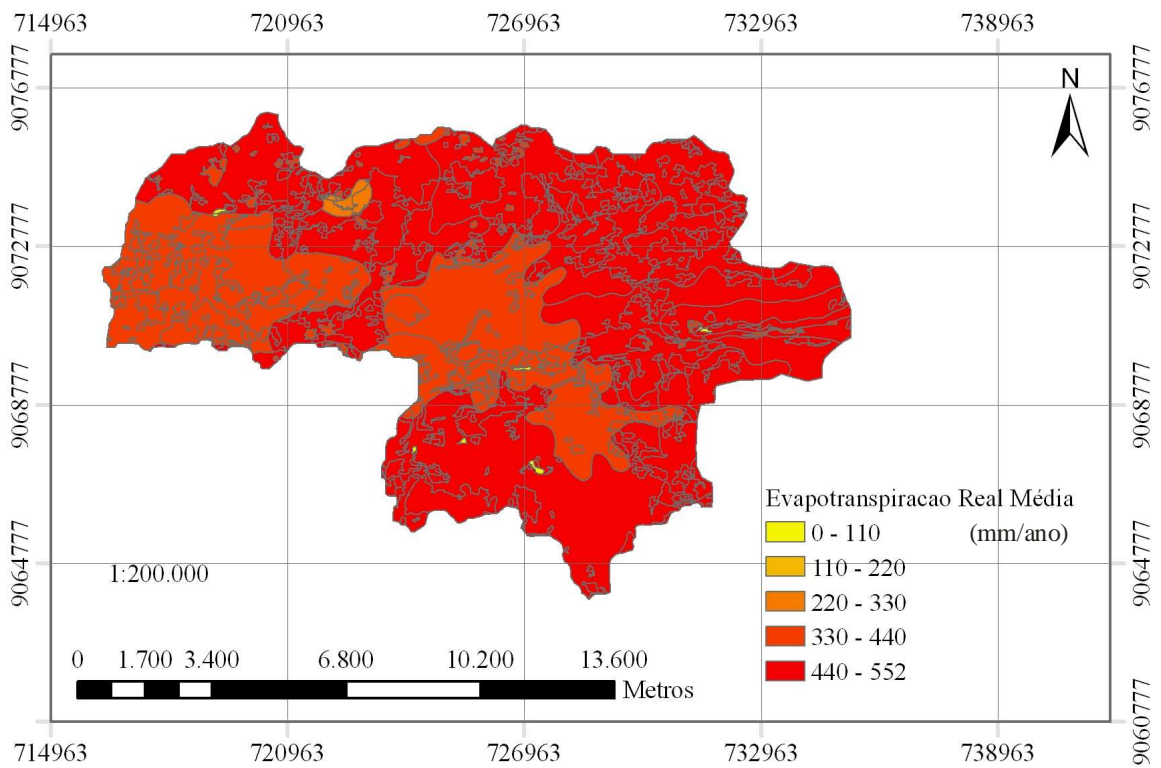


Figura 31 – Mapa da evapotranspiração real média anual para a bacia do Mimoso

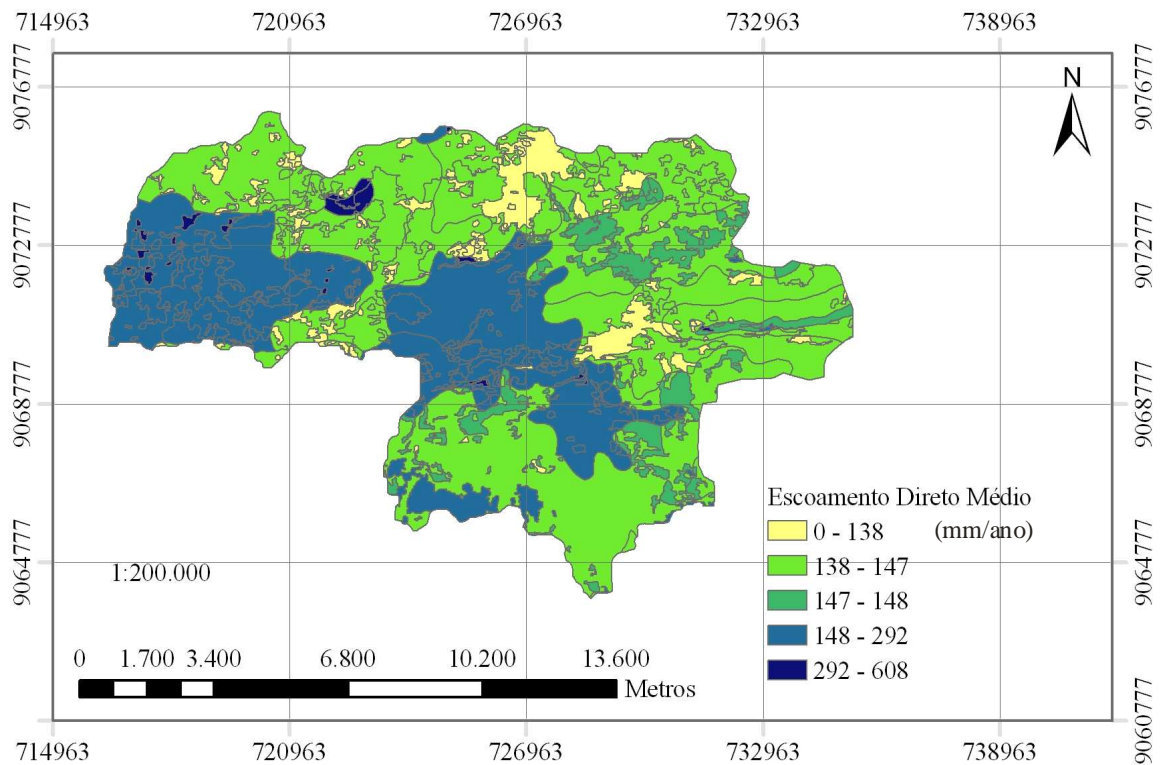


Figura 32 – Mapa do escoamento direto médio anual para a bacia do Mimoso

Nas Figuras 34, 35 e 36 estão apresentadas as estimativas do modelo para o vale, onde observa-se que as maiores recargas (Figura 34) estão próximas as áreas do rio, e áreas onde existem plantações de frutíferas e mata. As áreas de baixa recarga são áreas de solos francos, com elevado teores de silte, conforme Montenegro & Montenegro (2006), e correspondendo à unidade pedológica RU6 (Figura 6). Observa-se também a mesma correlação entre a evapotranspiração real e a recarga.

No mapa de evapotranspiração (Figura35) as áreas em amarelo representam as áreas urbanas (vila e casas dos agricultores).

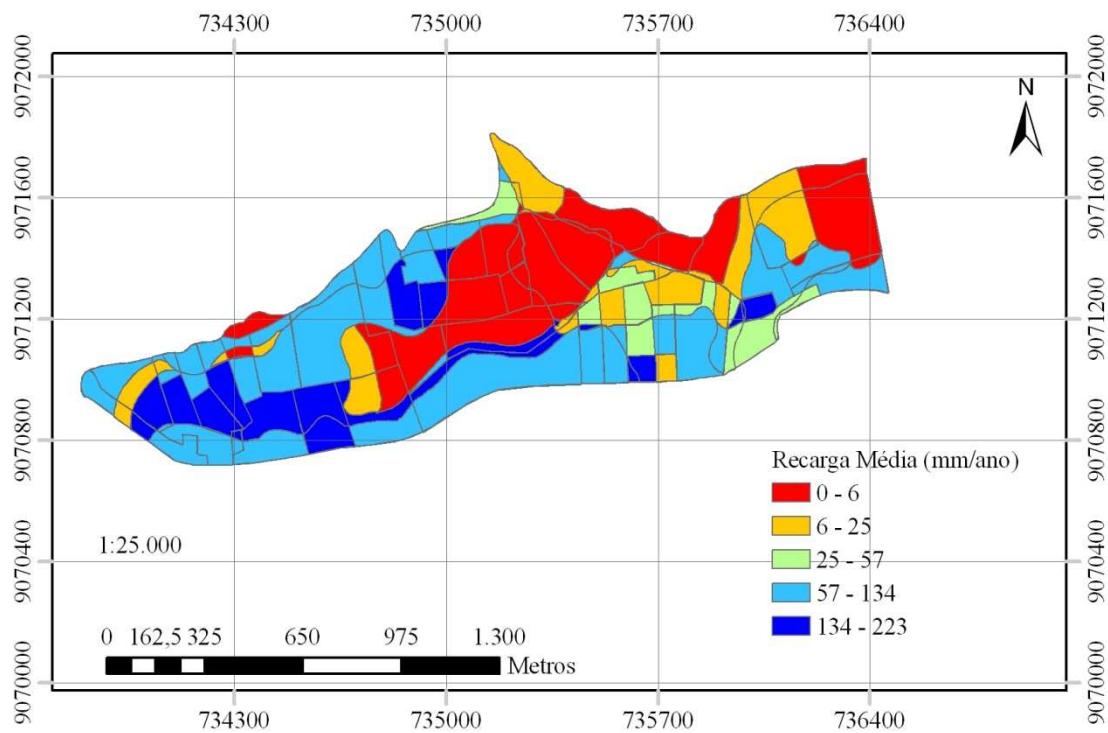


Figura 33 – Mapa da recarga média do vale aluvial (mm ano^{-1})

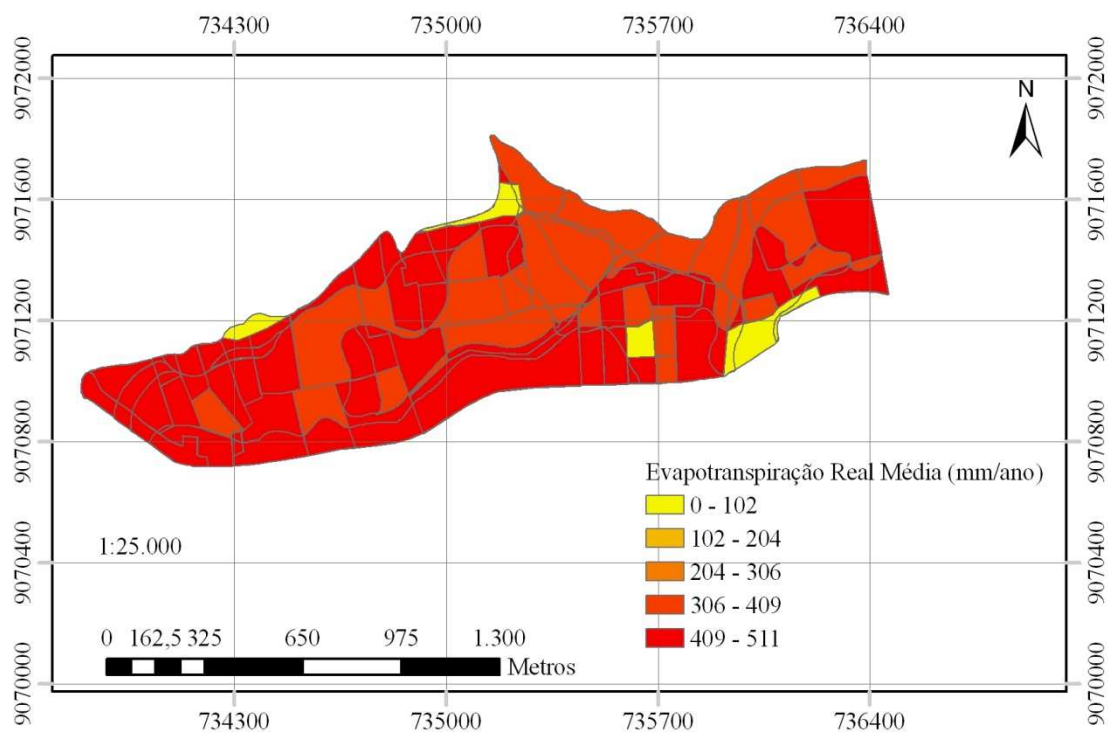


Figura 34 – Mapa da evapotranspiração real média do vale aluvial

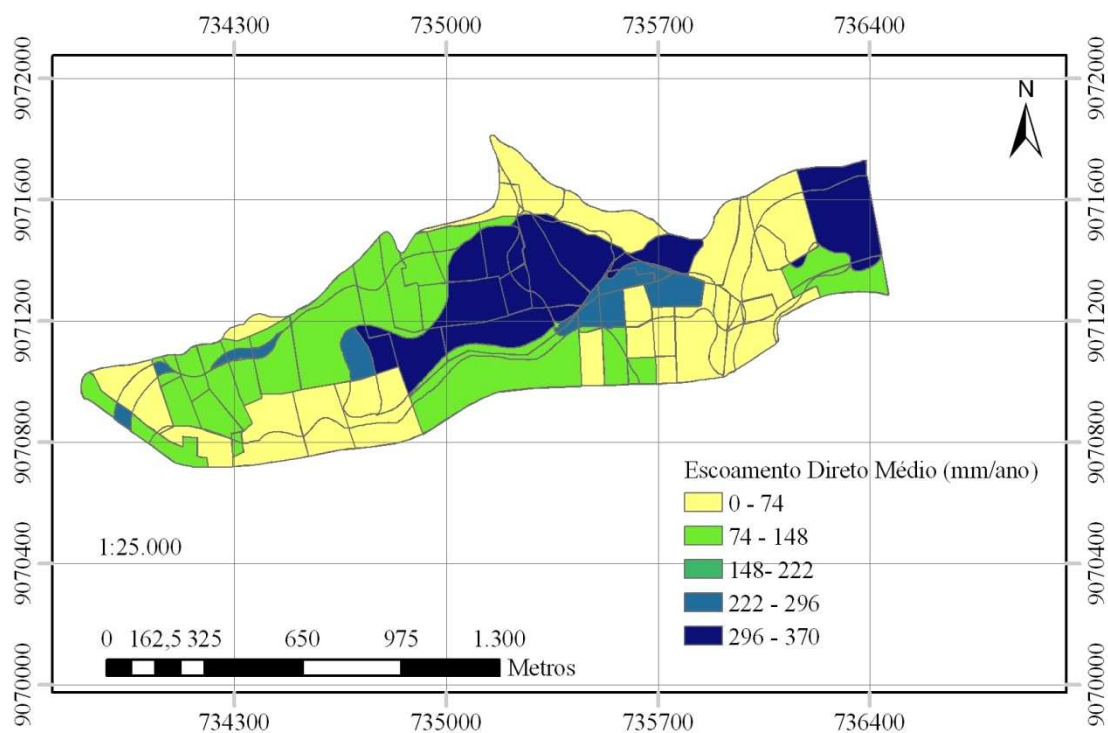


Figura 35 – Mapa do escoamento direto médio do vale aluvial

Na Figura 37 é realizada uma análise de sensibilidade da recarga em relação à evapotranspiração estimada na bacia. Deve-se mencionar que, devido ao comportamento caducifólio da caatinga, a evapotranspiração real apresenta elevada incerteza. Verifica-se que, com redução dos valores de evapotranspiração, a recarga se aproxima das estimativas baseadas no percentual de 40% da chuva, já mencionado por Montenegro et al. (2003), em estudo avaliando a recarga através da variação de nível. Montenegro & Ragab (2010), em simulações de cenários de mudança climática para a bacia em questão, observaram que existe forte influência da vegetação nativa (caatinga) no tempo de recarga do aquífero.

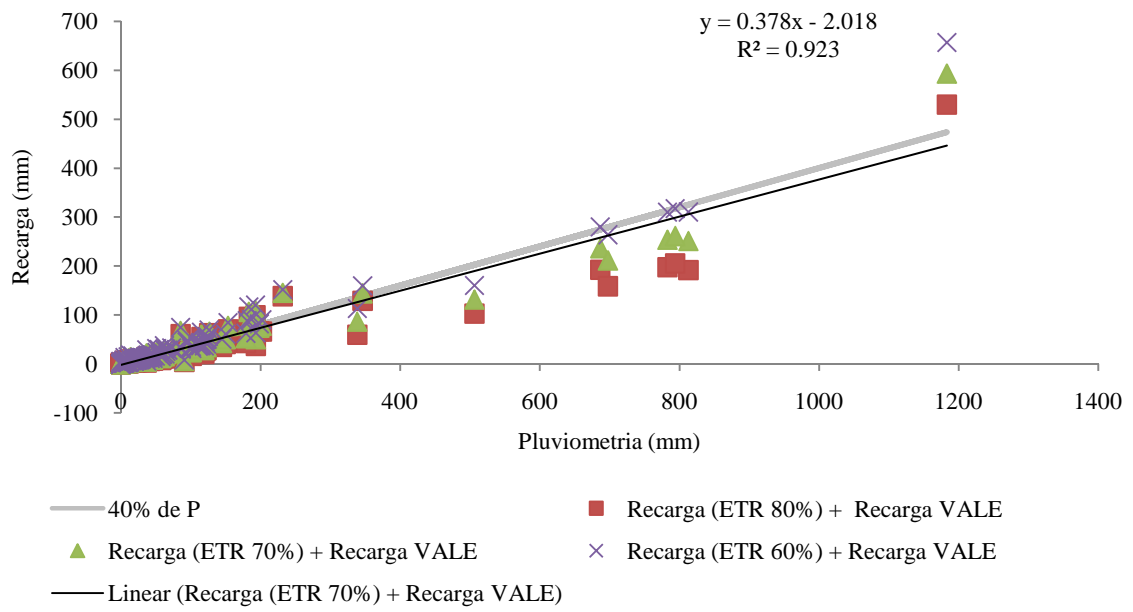


Figura 36 – Análise de sensibilidade entre chuva e recarga em função da ETR

CONCLUSÕES

Estabilidade Temporal

Verificou-se estabilidade temporal do nível potenciométrico do aquífero aluvial, sendo possível identificar piezômetros que representem adequadamente a média da profundidade do lençol no aluvião em questão.

As análises de estabilidade da condutividade elétrica não produziram elevados coeficientes de determinação, verificando-se que no aquífero em estudo nenhum piezômetro analisado não apresentou estabilidade temporal, para a condutividade elétrica.

A estabilidade temporal para o nível potenciométrico ocorreu em piezômetros mais próximos ao leito do rio.

Os piezômetros estáveis quanto ao nível distam até 22 m do leito do rio.

Geoestatística Temporal

Os níveis freáticos dos piezômetros estáveis (Pz 3.8, Pz 4.6) e apresentam dependência temporal média.

Os piezômetros estáveis para nível apresentaram alcances, para as semivariâncias escalonadas, entre 4 meses, demonstrando o comportamento da recarga dos primeiros meses, com a alta pluviosidade dos primeiros meses do ano aos meses de inverno.

A geoestatística, no estudo da dependência temporal dos níveis freáticos e salinidade, mostrou-se uma adequada ferramenta de compreensão da variabilidade de variáveis.

BALSEQ_MOD

O modelo BALSEQ_MOD apresentou estimativas de recarga, escoamento e evapotranspiração importantes para descrever o comportamento das variáveis hidrológicas da bacia.

O uso e ocupação do solo e as propriedades do solo são responsáveis pela variação da recarga no ambiente semiárido.

Os coeficientes de cultivo escolhidos elevaram o valor da evapotranspiração; com isso, recomenda-se uma melhor discretização da vegetação para as bacias e microbacias em ambiente do semiárido brasileiro.

A recarga apresentou elevada sensibilidade à evapotranspiração real na bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHMADI S. H; SEDGHAMIZ A. **Geostatistical analysis of spatial and temporal variations of groundwater level.** Environmental Monitoring and Assessment. v.129, pp. 277-294, 2007
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements.** FAO, Irrigation and Drainage Paper, n.56, 1998
- ALMEIDA, A.Q.; RIBEIRO, A.; PAIVA, Y.G.; RSCON; N.J.L.; LIMA; E.P. **Geoestatística no estudo da modelagem temporal da precipitação.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. v.15, n.4, p.354-358, 2011
- ANDRADE, E.M. **A irrigação e suas implicações sobre o capital natural em regiões áridas e semiáridas: uma revisão.** Revista Ceres, v.56, n.4, p.390-398, 2009.
- ANDRADE, T.S. **Variabilidade espacial e temporal de atributos hidrológicos para gerenciamento de recursos hídricos em aluvião no semiárido sob uso agrícola.** Recife: Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2010. 94p. Dissertação Mestrado.
- AUDRY, P.; SUASSUNA, J. **A salinidade das águas disponíveis para a pequena agricultura no Sertão Nordeste: Caracterização, variação sazonal, limitação e uso.** CNPq. Recife, PE. 1995, 128p.
- BALEK, J. **Groundwater recharge concepts.** In: SIMMERS, I. (Edited by). Estimation of natural groundwater recharge, Series C: Mathematical and Physical Sciences. v.222. p.3-9, 1987.
- BASTOS, D.C.O.; MONTENEGRO, A.A.A. & MONTENEGRO, S.M.G.L. **Avaliação de Alternativa de irrigação suplementar com água moderadamente salina em vale aluvial no semiárido: experimentação e modelagem.** Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v.14, n.3, p.27-36, 2009.
- BRITO, G.L.M.; SCHUSTER, H.D.M.; SRINIVASAN, S.V. **Estimativa da taxa de recarga na bacia sedimentar do Peixe no semi-árido paraibano pelo método do balanço hídrico seqüencial diário (BALSEQ).** XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Natal-RN. Anais. 20p. 2008.

- CAICEDO N. L. **Água Subterrânea**. In: Hidrologia: ciência e aplicação. TUCCI C. E. M. Porto Alegre: Editora da Universidade: ABRH: EDUSP, v.4, p.289-333, 1993.
- CAMARGO, F. J. A.; SENTELHAS, P.C. **Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil**. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.5, n.1, p.89-97, 1997.
- CAMARGO, R. A.; COUT, E. A.; ALVES, L. G. S.; CALIJURI, M. L.; MACHADO E SILVA, M.D.F. **Aplicação de modelo de balanço hídrico BALSEQ para estimativa da infiltração profunda em região cárstica**. Revista Ambiente & Água- An Interdisciplinary Journal of Applied Science. v.6, n.3, 2011.
- CAMBARDELLA, C. A.; MOORMAN, T. B.; NOVAK, J. M.; PARKIN, T. B.; KARLEM, D. L.; TURCO, R. F.; KONOPA, A. E. **Field scale variability of soil properties in Central Iowa Soil**. Soil Science Society of America Journal. Madison, v. 58, p.1501-1511, 1994.
- CARNIER NETO D.; KIANG C. H. **Aplicação do método de flutuação de nível da água para estimativa da recarga - exemplo do aquífero Rio Claro**. Águas Subterrâneas. v. 22, n.1, p. 38-48, 2008.
- CIRILO J. A. **Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido**. Estudos Avançados. São Paulo: v.22, p.63-82, 2008.
- CORRÊA, M. M; RIBEIRO, M. R. **Levantamento detalhado de solos da Fazenda Nossa Senhora do Rosário (Pesqueira-PE)**. Relatório Técnico, Convênio: UFRPE / UFPE / CNPq / BNB. 2001, 35p.
- DEUTSCH, C. V.; JOURNAL, A. G. **GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide**. Second ed., Oxford University Press, New York, p.369, 1998
- EARTH GOOGLE **Google Earth** versão 6.1.0.5001. 2012.
- GHEYI, H. R.; MEDEIROS, J. F.; BATISTA, M. A. F. **Prevenção, manejo e recuperação de solos salinos e sódicos**. Mossoró: ESAM, 70p. 1991.
- GUBER, A. K.; GISH, T. J.; PACHEPSKY, Y. A.; VAN GENUCHTEN, M. T.; DAUGHTRY, C. S. T.; NICHOLSON, T. J.; CADY, R. E. **Temporal stability in soil water content patterns across agricultural fields**. Catena. v.73, p.125-133, 2008
- HIPÓLITO J. R. e VAZ A. C. **Hidrologia e Recursos Hídricos**. Lisboa: IST Press, v.1, 2011, 794 p.
- HOAGLIN D. C., MOSTELLER F.; TYKEY J. W. **Análisis exploratória de datos: Técnicas robustas, un guia**. Lisboa: Salamandra, 1983, 446p.

- HU, W.; SHAO, M.; HAN, F.; REICHARDT, K; TAN, J. **Watershed scale temporal stability of soil water content**. *Geoderma*. v.158, p.181-198, 2010.
- IBGE. **Glossário de Cartografia e Geociências** [Online]. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2011 10 de dezembro de 2011. http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/cartografia/glossario/glossario_cartografico.shtm.
- IBRAKHIMOV, M; KHAMZINA, A.; FORKUTSA, I; PALUASHEVA, G; LAMERS, J. P. A; TISCHBEIN, B.; VLEK, P. L. G.; MARTIUS, C. **Ground water table and salinity: spatial and temporal distribution and influence on soil salinization in Khorezm region (Uzbekistan, Aral Sea Basin)**. *Irrigation Drainage System*. v.21, p.219-236, 2007.
- JOURNEL A. G.; HEIJBGREGTS C. **Mining geostatistics**. New York: Academic Press, 1978, 600p.
- LANDIM P. M. B. **Análise estatística de dados geológicos**. São Paulo : UNESP, 2003. 253p.
- LERNER D. N., ISSAR I. A.; SIMMERS I. **Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge**. In:IAH Int Contrib Hydrogeology 8A. Heise Heinz: Hannover. 1990, 345p.
- LIMA, J. S. S.; SILVA, S. A.; OLIVEIRA, R. B.; CECÍLIO, R. A.; XAVIER, A. C. **Variabilidade temporal da precipitação mensal em Alegre – ES**. *Revista Ciências Agronômicas*. Fortaleza, v.39, n.2, p. 327-332, 2008.
- MACKAY, R.; MONTENEGRO A.A.A.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; WONDEREN, J.V. **Alluvial aquifer indicators for small-scale irrigation in North-East Brazil**. In Sustainability of Groundwater Resources and its Indicators, 302, IAHS Publication: Wallingford, 2006, p. 117-125.
- de MARSILY, G. **Quantitative hydrogeology**. New York: Academic Press, 1986, 440 p.
- MARTÍNEZ-FERNANDEZ, J.; CEBALLOS, A. **Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis**. *Journal of Hydrology*, v.312, p.28-38, 2005.
- MARTÍNEZ-SANTOS, P.; ANDREU, J.M. **Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers**. *Journal of Hydrology*, v.388, p.389-398, 2010.

- MARTINS T.; OLIVEIRA M. M.; LOBO FERREIRA J. P. C. **Modelação de recarga dos aquíferos da região hidrográfica do Centro**. Núcleo de Águas Subterrâneas; Laboratório Nacional Engenharia Civil. Lisboa: Relatório, 2011, 98p.
- MELO FILHO, J.F. & LIBARDI, P.L. **Estabilidade temporal de medidas do teor e do potencial mátrico da água no solo em uma transeção**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.29, p.497-506, 2005.
- MOIWO, J.P.; YANG, Y.; LI, H.; HAN, S.; HU, Y. **Comparison of GRACE with in situ hydrological measurement data shows storage depletion in Hai River basin, Northern China**. Water SA, v.35, n.5, p.663-670, 2009.
- MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTEIRO, A. L.; MACKAY, R. **Recarga de Origem Pluviométrica em Aluviões - Estudo de Caso no Semiárido Nordeste**. In: III Simpósio Brasileiro de Captação e Manejo de Água da Chuva. Campina Grande: ANAIS III Simpósio - ABCMAC, 2001.- CD-ROM.
- MONTENEGRO, A.A.A.; RAGAB, R. **Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: a modelling study**. Hydrological Processes, v.24, p.2705-2723, 2010.
- MONTENEGRO, A.A.A. **Stochastic Hydrogeological modelling of aquifer salinization from small scale agriculture in Northeast Brazil**. United Kingdom. University of Newcastle, 1997. PhD. Thesis.
- MONTENEGRO, A.A.A.; MONTENEGRO, S.M.G.L. **Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.10, n.1, p.30-37, 2006.
- MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A. **Aproveitamento sustentável de aquíferos aluviais no semi-árido**. In: Cabral et al. (Org.) Água Subterrânea: Aquíferos Costeiros e Aluviões, Vulnerabilidade e Aproveitamento. Tópicos Especiais Em Recursos Hídricos Vol. 4. Recife: UFPE, 2004, p.277-322.
- MONTENEGRO, S.M.G.L.; MONTENEGRO, A.A.A.; MACKAY, R.; OLIVEIRA, A.S.C. **Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizado para agricultura irrigada familiar em região semiárida**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v.8, n.2, 85-92, 2003.
- MORETI, D.; LIBARDI, P. L.; ROCHA, G. C.; LOVATTI, M. J.; AGUIAR, L. I. G. **Avaliação espaço-temporal das armazenagens gravimétricas e volumétricas da água**

- num Latossolo com citros. Revista Brasileira de Ciências do Solo. Viçosa, v.31, p.1281-1290, 2007.
- MOTOMIYA, A.V.A.; MOLIN, J.P.; MOTOMIYA, W.R.; VIEIRA, S.R.. **Spatial variability of soil properties and cotton yield in the Brazilian Cerrado**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.15, p.996-1003, 2011.
- NIKROO, L.; KOMPANE-ZARE, M.. **Groundwater depth and elevation interpolation by kriging methods in Mohr Basin of Fars province in Iran**. Environmental Monitoring and Assessment. v.166, p. 387-407, 2010.
- OLIVEIRA, M.J.P.M. **Ecomanage-integrated ecological coastal zone management system. Deliverables 2.6 & 2.8 – Argentina: D2.6 – SIG mapping of hydrogeologic parameters, including groundwater recharge assessment and vulnerability to pollution, D2.8 – Groundwater flow and transport components of the global estuary model**. LNEC, Lisboa-Portugal. Relatório 434/08, 110p. 2008
- OLIVEIRA, M.J.P.M. **Recarga de águas subterrâneas: Método e avaliação. Coleção teses e programas de investigação**. Teses e Programas de Investigação LENC. LNEC, Lisboa-Portugal, 440p. 2004.
- OLIVEIRA, M.J.P.M.. **Uma metodologia para avaliação da recarga natural de águas subterrâneas: Aplicação à área dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira (Algarve)**. Série INCH 08, LNEC, Lisboa-Portugal. Relatório. 2006. 108p.
- RAMOS, C.M.C.; SILVA, A.F.; SARTORI, A.A.C.; ZIMBACK, C.R.L. & BASSOI, L. H. **Modelagem da variação horária da temperatura do ar em Petrolina-PE, e Botucatu-SP**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.15, n.9, p.959-965, 2011
- RAWLS, W.J. & BRAKENSIEK, D.L. **Estimation of soil water retention and hydraulic properties**. In Morel-Seytoux, H.J. (ed.) Unsaturated flow in hydrologic modeling. Fort Collins, USA, p.275-300, 1989.
- ROCHA, G. C.; LIBARDI, P. L.; CARVALHO, L. A.; CRUZ, A. C. R. **Estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem de água em um solo cultivado com citros**. Revista Brasileira de Ciências do Solo. Viçosa: v.29, p.41-50, 2005.
- SANTOS, T.E.M; SILVA, D.D.; MONTENEGRO, A.A.A. **Temporal variability of soil water content under different surface conditions in the semiarid region of the Pernambuco State**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.34, p.1733-1741, 2010.

- SARTORI, A.A.C.; SILVA, A.F.; RAMOS, C.M.C.; ZIMBACK, C.R.L. **Variabilidade temporal e mapeamento dos dados climatológicos de Botucatu-SP**. Irriga, v.15, n.2, p.131-139, 2010.
- SILVA, J.W.; GUIMARÃES, E.C.; TAVARES, M. **Variabilidade temporal da precipitação mensal e anual na estação climatológica de Uberaba-MG**. Ciências Agrotécnicas, Lavras, v.27, n.3, p.665-674, 2003.
- SOARES, A. **Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente**. Instituto Superior Técnico 2.^a Ed., 214p., 2006.
- SOLINST. **User guide version 3.4.: Levellogger series** (Levellogger Gold, Barologger Gold, Levellogger Junior, LTC Levellogger Junior and Rainlogger), 2009. Disponível em: www.solinst.com.
- SOUZA, E. R.; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS, F. X.; COSTA NETO, M. L. **Dinâmica da condutividade elétrica em Neossolo Flúvico no semi-árido**. Revista de Biologia e Ciências da Terra. v.7, p. 124-131, 2007.
- SOUZA, E.R.; MONTENEGRO, A.A.A.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; MATOS, J.A. **Temporal stability of soil moisture in irrigated carrot crops in Northeast Brazil**. Agricultural Water Mangement, v.98, p.26-33, 2011.
- SOUZA, E.R.; MONTENEGRO, A.A.A.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; SANTOS, T.E.M.; ANDRADE, T.S.; PEDROSA, E.R. **Variabilidade espacial das frações granulométricas e de salinidade em um Neossolo Flúvico no semiárido**. Ciência Rural, v.38, n.2, p.698-704, 2008.
- STATSOFT INC. www.statsoft.com, 2004.
- VACHAUD, G.; SILANS, A.P.; BALABANIS, P.; VAUCLIN, M. **Temporal stability of spatially measured soil water probability density function**. Soil Science Society of America Journal, v.49, p.822-827, 1985.
- VIEIRA, S.R.; GONZALES GARCIA, M.A.; GONZALES, A.P.; SIQUEIRA, G.M.. **Variabilidade espacial e temporal do teor de água do solo sob duas formas de uso**. Bragantia, v.69, p. 181-190, 2010
- VIEIRA, V.P.P.B. **Projeto Áridas: Uma Estratégia de Desenvolvimento Sustentável para o Nordeste**. In: Costa, W. D. GTII – Recursos Hídricos – Água subterrânea e o desenvolvimento sustentável do semi-árido nordestino. Ministério da Integração Nacional 1995.

- VRIES J. J.; SIMMERS I. **Groundwater recharge: an overview of processes and challenges**. Hydrogeology Journal. v.10, p. 5-17, 2002.
- WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. **Spatial variability of soil physical properties in the field**. In: Hillel, D. (Ed.). Applications of soil physics. New York: Academic. p.319-344, 1980.
- WILLMOTT, C.J.; CKLESON, S.G.; DAVIS, R.E. **Statistics for the evaluation and comparison of models**. Journal of Geophysical Research, v.90, n.5, p.8995-9005, 1985.

APÊNDICE

Dados de entrada referente às culturas empregadas, para o vale aluvial.

Parâmetro	Código	Culturas e uso e ocupação dos lotes do Vale aluvial			
		Capim	Cana de Açúcar	Fruíferas	Pimentão
		CM	CA	FR	HRP
Permeável (1=sim, 0 =não)	permeavel	1	1	1	1
Calcular Kcb esperso (1=sim, 0 =não)	Calcula Kcb_esp	1	1	0	1
dia de início da cultura (a partir de 15 de março)	Dia_ini	171	171	171	107
duração da fase inicial	L_ini	10	30	60	30
duração da fase de desenvolvimento	L_des	30	50	90	40
duaração da fase de meia estação	L_med	100	180	120	110
duração da fase final	L_fim	50	60	95	30
Kcb início	Kcb_ini	0,3	0,15	0,45	0,15
Kcb médio (Urm=45%, u = 2m,s-1)	Kcb_med	1,15	1,2	0,4	1
Kcb final (Urm=45%, u = 2m,s-1)	Kcb_fim	1,1	0,7	0,5	0,8
altura máxima da cultura (m)	h_cult	0,7	3	4	0,5
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento máximo (mm)	rp_1	1500	2000	1100	1200
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento mínimo (mm)	rp_0	150	150	1100	150
limite de depleção da água do solo a 100% (adim.)	sld_	0,5	0,35	0,5	0,45
Kc mínimo	Kc_min	0,4	0,4	0,5	0,6
Kcb total (Urm=45%, u = 2m,s-1)	Kcb_tot	1,15	1,2	0,45	1,05
fração da área ocupada pelas plantas no período de máximo desenvolvimento (adim.)	fraccao	0,5	0,5	0,2	0,7
fração da área ocupada pelas plantas no período inicial desenvolvimento (adim.)	fraccao_0	0,1	0,1	0,2	0,1
da área ocupada pelas plantas no período de dormência ou de inexistência (adim.)	fraccao_nada	0	0	0,2	0

Culturas e uso e ocupação dos lotes do Vale aluvial

Parâmetro	Código	Tomate	Pastagem	Cenoura	Mandioca
		HRT	OS	HRC	T
Permeável (1=sim, 0 =não)	permeavel	1	1	1	1
Calcular Kcb esparso (1=sim, 0 =não)	Calcula Kcb_esp	1	1	1	1
dia de início da cultura (a partir de 15 de março)	Dia_ini	107	171	107	107
duração da fase inicial	L_ini	30	10	20	20
duração da fase de desenvolvimento	L_des	40	30	30	40
duaração da fase de meia estação	L_med	40	100	30	90
duração da fase final	L_fim	25	50	20	60
Kcb início	Kcb_ini	0,15	0,3	0,15	0,15
Kcb médio (Urm=45%, u = 2m s ⁻¹)	Kcb_med	1,1	1,15	0,95	0,7
Kcb final (Urm=45%, u = 2m s ⁻¹)	Kcb_fim	0,8	1,1	0,85	0,2
altura máxima da cultura (m)	h_cult	0,6	0,7	0,3	1,5
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento máximo (mm)	rp_1	1000	1500	1000	1000
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento mínimo (mm)	rp_0	150	150	150	150
limite de depleção da água do solo a 100% (adim,)	sld_	0,3	0,5	0,35	0,4
Kc mínimo	Kc_min	0,6	0,4	0,7	0,3
Kcb total (Urm=45%, u = 2m s ⁻¹)	Kcb_tot	1,1	1,15	0,95	0,7
fração da área ocupada pelas plantas no período de máximo desenvolvimento (adim,)	fraccao	0,7	0,3	0,9	0,2
fração da área ocupada pelas plantas no período inicial desenvolvimento (adim,)	fraccao_0	0,1	0,1	0,1	0,1
da área ocupada pelas plantas no período de dormência ou de inexistência (adim,)	fraccao_nada	0	0	0	0

Parâmetro	Código	Manoona	Mata	Sem cobertura	Urbana
		MA	MT	SC	UR
Permeável (1=sim, 0 =não)	permeavel	1	1	0	0
Calcular Kcb esperso (1=sim, 0 =não)	Calcula Kcb_esp	1	1	0	0
dia de início da cultura (a partir de 15 de março)	Dia_ini	171	171	1	1
duração da fase inicial	L_ini	25	1	1	1
duração da fase de desenvolvimento	L_des	40	1	1	1
duração da fase de meia estação	L_med	65	361	361	361
duração da fase final	L_fim	50	2	2	2
Kcb início	Kcb_ini	0,15	1	0,01	0,01
Kcb médio (Urm=45%, u = 2m,s-1)	Kcb_med	1,1	1	0,01	0,01
Kcb final (Urm=45%, u = 2m,s-1)	Kcb_fim	0,45	1	0,01	0,01
altura máxima da cultura (m)	h_cult	1	1,5	1	1
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento máximo (mm)	rp_1	900	600	1	1
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento mínimo (mm)	rp_0	150	600	1	1
limite de depleção da água do solo a 100% (adim,)	sld_	0,3	0,5	1	1
Kc mínimo	Kc_min	0,35	0,2	0,01	0,01
Kcb total (Urm=45%, u = 2m,s-1)	Kcb_tot	1,1	1	0,01	0,01
fração da área ocupada pelas plantas no período de máximo desenvolvimento (adim,)	fraccao	0,5	0,9	0	0,8
fração da área ocupada pelas plantas no período inicial desenvolvimento (adim,)	fraccao_0	0,1	0,9	0	0,8
da área ocupada pelas plantas no período de dormência ou de inexistência (adim,)	fraccao_nada	0	0,9	0	0,8