

# **Caracterização e efeitos dos períodos de seca e da aridez na suscetibilidade do solo à erosão hídrica no nordeste de Portugal**

**Ana Caroline Royer**

*Dissertação apresentada à Escola Superior Agrária de Bragança  
para obtenção do Grau de Mestre em Tecnologia Ambiental no  
âmbito da dupla diplomação com a Universidade Tecnológica  
do Paraná-campus Medianeira*

Orientada por

**Tomás de Figueiredo**

**Felícia Fonseca**

**Fabiana Costa Araujo Schütz**

**Bragança**

**2019**

**Caracterização e efeitos dos períodos de seca e da aridez na  
suscetibilidade do solo à erosão hídrica no nordeste de  
Portugal**

Ana Caroline Royer

Tomás de Figueiredo (IPB)

Felícia Fonseca (IPB)

Fabiana Costa Araujo Schütz (UTFPR)

Bragança, julho de 2019

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus, pelo dom da vida e por me permitir chegar até aqui. Aos meus amados pais, José Luís Royer e Luzia Pauli Royer, meus queridos irmãos, Adriano Rodrigo, Estéfani Taís e toda minha família, por vezes tão distante, mas ao mesmo tempo tão perto, por todo o amor e apoio incondicional, especialmente por tornar possível a realização desta dupla diplomação.

De forma muito especial, agradeço meu orientador, prof. ° Tomás de Figueiredo. Me faltam palavras para expressar tamanha gratidão que tenho por tudo o que fez por este trabalho e para o meu crescimento pessoal e profissional. Uma pessoa incrível, excepcional, entusiasta, com a qual tive a honra de trabalhar, conviver e sempre aprender, em qualquer ocasião. Obrigada pela confiança, pelo incentivo e por cada oportunidade. Espero que ainda possamos realizar muitas produtivas e memoráveis “expedições”.

Agradeço também minhas coorientadoras, professoras Felícia Fonseca e Fabiana Schütz, pelo auxílio no desenvolvimento deste trabalho, e a prof. ° Zulimar Hernández, que em muito também contribuiu. Ao Eng.° Florestal José Luís do ICNF, pelos cafés e dias em meio às paisagens fascinantes do Parque Natural do Montesinho. Ao Eng.° Arsénio Araújo, pelo auxílio na aquisição de dados. Agradeço a todos os colegas que de alguma forma auxiliaram nas simulações de chuva e em outros tópicos do trabalho: Ellen Paim, Rafael Sprea, Leonardo Delgado, Leonardo Fürst, Diego Paulino, Vinícius Okada e Camila Bergamo.

Ao Instituto Politécnico de Bragança e a UTFPR campus Medianeira, gratidão pela oportunidade de viver essa experiência única. A todo o corpo docente e demais profissionais, pelo ensino, pelos projetos, pesquisas, enfim, pelas oportunidades oferecidas e toda a infraestrutura nestes anos de curso. Um obrigado grandioso ao grupo PETAmb e seus agregados, por todos os risos, os cafés, as pizzas e os trabalhos bem-sucedidos. Conviver e aprender com vocês foi um dos maiores aprendizados da Universidade. Carrego comigo todas as nossas experiências.

Aos amigos que compartilharam esse período na adorável Bragança, obrigada pelo companheirismo e momentos dispendidos. Sobretudo, aqueles que se tornaram família, Leonardo Delgado, Rafael Sprea, Isabele Catori e Gabriela Gómez. As amáveis Bruna Capra, Flávia Manente, Juliana Akemi e Tamires Bertocco, por estarem comigo nos bons e, principalmente, não tão bons momentos. À amada Ellen Paim, de um coração

grandioso e inspiradora história de vida, meu porto seguro neste tempo de mestrado, independentemente das situações, e que assim seja. À uma pessoa especial, meu exemplo e motivador, por quem tenho muito afeto, carinho e admiração. Obrigada por todo o vosso apoio e preocupação, a amizade de vocês é preciosa.

Por fim, agradeço a todos que de alguma maneira compartilharam momentos e contribuíram para a minha caminhada até aqui. A vós todos, o mais singelo e sincero obrigado.

*“Ninguém pode fazer o bem em uma determinada área de sua vida e fazer o mal em outro. A vida é um todo indivisível”.*

*Mahatma Gandhi*

## RESUMO

O quadro climático global passou por mudanças evidentes ao longo dos últimos anos e previsões futuras continuam a alertar para panoramas de alteração. Um dos elementos persistentes nos cenários desenhados para este contexto é o aumento da variabilidade das condições de tempo com prolongamento de períodos de seca e, em oposição, a ocorrência de extremos acusados de precipitação, geradores de processos erosivos. Tal poderá afetar severamente as zonas mais secas, como é o caso de boa parte do NE de Portugal, que tem a erosão como ameaça presente. Não estão ainda bem descritos e compreendidos os efeitos de períodos prolongados de seca na resposta erosiva às primeiras chuvadas que se lhes seguem. Perante esta problemática, o desenvolvimento deste trabalho envolveu a caracterização de períodos de seca e de aridez, bem como a sua relação com a degradação do solo, especialmente a erosão hídrica. Para tal, foram confrontadas as classificações climáticas da Carta de Solos e do Índice de Aridez (AI) para NE de Portugal e foi realizada uma análise de tendências de erosividade e eventos extremos por meio do SPI (*Standardized Precipitation Index*), AI e normais climatológicas, com base em dados meteorológicos e material cartografado. A avaliação da resposta erosiva do solo às primeiras precipitações após um período prolongado de secagem foi realizada por meio de simulador de chuvas, sendo duas chuvadas de 30 min cada com intervalo de 1 h entre as simulações, aplicadas à 5 Unidades de Solos representativos do NE. Com a premissa de que a erosão reduz a espessura dos solos e, em consequência, a sua capacidade de armazenamento, também foi realizado um estudo estatístico de regressão entre a humidade do solo (SM), com origem em sensores de satélites, e a variável armazenamento (A) do balanço hídrico, obtidos com dados terrestres de estações meteorológicas.

As classificações climáticas são coerentes e convergem, sendo que a terra quente e o semiárido são mais influenciados pelo regime de pluviosidade. A análise de tendências das precipitações demonstra uma redução na média ao longo da evolução no tempo, e é coincidente para a situação de aumento da erosividade das precipitações nas zonas mais áridas. SPI e AI apontam para uma maior frequência e pronunciamento de eventos extremos, com aumento das condições de aridez. As simulações de chuvas demonstraram que o teor de humidade inicial do solo quando submetido as primeiras precipitações é condicionante das perdas de solo e de água pela erosão hídrica. Verificou-se que o efeito das primeiras precipitações não se reflete necessariamente em maiores perdas de solo por escoamento, mas sim, numa maior concentração de sedimentos e perdas por salpico. A relação entre SM e A é constatada, com  $r^2$  que variam entre 0,69 e 0,94, sendo o modelo logístico e a condição de  $Amáx = 50$  mm tendencialmente melhores dentre os cenários testados. O constrangimento encontrado foi o incremento do erro padrão da estimativa conforme aumento de  $Amáx$ , comportamento que pode ser objeto de esforços futuros. A capacidade dos dados remotos de representar os fenómenos de secagem e humedecimento pelo modelo histerese revela a sensibilidade e o potencial dos dados SM como ferramenta de previsão e monitoramento.

**Palavras-chave:** Degradação do solo; Índice de Aridez; Balanço Hídrico; Humidade do Solo; ESA CCI; Simulação de Chuva; SPI.

## ABSTRACT

The global climate framework has seen clear changes over recent years and future forecasts continue to alert to changing scenarios. One of the persistent elements in the scenarios designed for this context is the increase in the variability of weather conditions with prolonged periods of drought and, in opposition, the occurrence of extremes accused of precipitation, generators of erosive processes. This could severely affect the driest areas, as is the case for much of Portugal's internal NE, which has erosion as a present threat. The effects of prolonged periods of drought on the erosive response to the first rains that follow are not yet well described and understood. Faced with this problem, the development of this work involved the characterization of periods of drought and dryness, as well as its relation to soil degradation, especially water erosion. For this, the climatic classifications of the Soil Chart and the Aridity Index (NE) for NE of Portugal were compared and an analysis of trends of erosivity and extreme events was performed using SPI (Standardized Precipitation Index), AI and climatological normals, based on data meteorological and mapped material. The evaluation of soil erosive response to the first precipitations after a prolonged drying period was performed by means of a rainfall simulator, with two raining of 30 min each with interval of 1 h between the simulations applied to the 5 Soil Units representative of NE. With the premise that erosion reduces soil thickness and, as a consequence, storage capacity, a statistical regression study of soil moisture (SM) was also performed, originating from satellite sensors, and the water balance storage variable (A) obtained from terrestrial data from meteorological stations.

The climate classifications are consistent and converge, with hot and semi-arid lands being more influenced by the rainfall regime. The analysis of precipitation trends shows a reduction in the average along the evolution in the time, and is coincident for the situation of increase of the erosivity of the precipitations in the arid zones. SPI and AI indicate a greater frequency and pronouncement of extreme events, with increased aridity conditions. The rainfall simulations showed that the initial moisture content of the soil when submitted to the first precipitations is a condition of soil and water losses due to water erosion. It was found that the effect of the first precipitations is not necessarily reflected in greater soil losses by runoff, but in a higher sediment concentration and splash losses. The relation between SM and A is verified, with  $r^2$  ranging from 0.69 to 0.94, with the logistic model and the condition of  $A_{\text{máx}} = 50$  mm tending to be better among the scenarios tested. The constraint found was the increase of the standard error of the estimation according to the increase of  $A_{\text{máx}}$ , behaviour that may be object of future efforts. The ability of remote data to represent the drying and wetting phenomena by the hysteresis model reveals the sensitivity and potential of the SM data as a tool for forecasting and monitoring.

**Keywords:** Soil Degradation; Aridity Index; Water Balance; Soil Humidity; ESA CCI; Rain Simulation; SPI.

## SUMÁRIO

<b><i>CAPÍTULO I - Introdução</i></b> .....	<b>1</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b><i>CAPÍTULO II – Revisão bibliográfica</i></b> .....	<b>5</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>5</b>
2.1. SOLO .....	5
2.2. DEGRADAÇÃO DOS SOLOS .....	6
2.3. EROSÃO .....	7
2.3.1. Processo erosivo .....	7
2.3.2. Avaliação da erosão hídrica.....	10
2.4. SECA .....	11
2.4.1. Fenómeno da seca.....	11
2.4.2. Tipos de seca .....	12
2.4.3. Indicadores de seca.....	14
2.4.4. Monitorização da seca .....	19
2.4.5. Escalas de tempo para monitorização.....	19
2.4.6. Monitorização da Seca em Portugal .....	20
2.4.7. Monitorização por satélites.....	22
2.5. ARIDEZ, EROSÃO E RISCO DE DEGRADAÇÃO DOS SOLOS NO NE DE PORTUGAL.....	24
<b><i>CAPÍTULO III – Exercício de caracterização das condições de seca e aridez e a sua relação com a suscetibilidade do território</i></b> .....	<b>27</b>
<b>3. CARACTERIZAÇÃO DE PERÍODOS DE SECA, ARIDEZ E EROSÃO NO NE DE PORTUGAL</b> .....	<b>27</b>
3.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	27
3.2. CLIMA E RELEVO DA ÁREA DE ESTUDO.....	28
3.3. METODOLOGIA PARA A CARACTERIZAÇÃO DE SECA E EROSÃO NO NE DE PORTUGAL .....	30
3.4. RESULTADOS DO EXERCÍCIO DE CARACTERIZAÇÃO DA SECA E EROSÃO NO NE DE PORTUGAL .....	32

3.4.1.	Classificações climáticas e sua convergência.....	33
3.4.2.	Clima e erosividade das precipitações em zonas áridas .....	36
3.4.3.	Clima como fator de formação dos solos e suscetibilidade do território..	38
3.4.4.	Análise de tendências .....	42
<b><i>CAPÍTULO IV – Avaliação da resposta erosiva do solo às primeiras precipitações após um período prolongado de secura.....</i></b>		<b>51</b>
<b>4.</b>	<b><i>RESPOSTA EROSIVA DO SOLO SOB CONDIÇÕES DE SECURA.....</i></b>	<b>51</b>
4.1.	ASPECTOS METODOLÓGICOS .....	51
4.1.1.	Amostras para simulação de chuva .....	53
4.1.2.	Simulador de chuva .....	54
4.1.3.	Tratamento dos dados das simulações de chuva .....	57
4.2.	AVALIAÇÃO DA RESPOSTA EROSIVA DE SOLOS SECOS: RESULTADOS E COMPARAÇÕES.....	58
4.2.1.	Teor de humidade dos solos .....	60
4.2.2.	Escoamento (E, mm) e Coeficiente de Escoamento (CE).....	60
4.2.3.	Salpico (SP) e Destacabilidade (DET) .....	63
4.2.4.	Perda de Solo (PS) e Erodibilidade (EROD).....	65
4.2.5.	Concentração de Sedimentos, global (CSg) e em suspensão (CSss).....	68
<b><i>CAPÍTULO V – BALANÇO HÍDRICO E HUMIDADE DO SOLO (ESA CCI SM) 72</i></b>		
<b>5.</b>	<b><i>BALANÇO HÍDRICO E IMAGENS DE SATÉLITE - ESA Soil Moisture.....</i></b>	<b>72</b>
5.1.	ASPECTOS METODOLÓGICOS .....	72
5.1.1.	Seleção do período de estudo e da estação meteorológica .....	72
5.1.2.	Balanço hidrológico.....	73
5.1.3.	Imagens de satélite – Soil Moisture ESA CCI .....	75
5.1.3.1.	<i>Seleção do pixel representativo da área de estudo.....</i>	<i>77</i>
5.1.3.2.	<i>Definição do critério de representatividade da média SM mensal.....</i>	<i>79</i>
5.1.3.3.	<i>Modelos de regressão .....</i>	<i>81</i>
5.2.	PRINCIPAIS RESULTADOS DA RELAÇÃO ENTRE BALANÇO HÍDRICO E IMAGENS DE SATÉLITE .....	83

5.2.1. Comportamento da série de dados do período 2003-2016 .....	83
5.2.2. Parâmetros estatísticos de correlação: modelos (I), (II) e (III) .....	87
5.2.3. Parâmetros estatísticos de correlação: histerese (IV) .....	93
<b><i>CAPÍTULO VI – SÍNTESE E CONCLUSÃO .....</i></b>	<b><i>96</i></b>
<b><i>6. SÍNTESE DE RESULTADOS DOS CAPÍTULOS E CONCLUSÃO.....</i></b>	<b><i>96</i></b>
<b><i>REFERÊNCIAS .....</i></b>	<b><i>100</i></b>
<b><i>ANEXO I.....</i></b>	<b><i>109</i></b>
<b><i>ANEXO II .....</i></b>	<b><i>110</i></b>

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

<i>Aridity Index</i> – Índice de Aridez.....	AI
Balanço Hídrico.....	BH
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária.....	EMBRAPA
<i>European Spatial Agency</i> .....	ESA
Evapotranspiração de Cultura de Referência.....	ET <sub>0</sub>
Evapotranspiração Real.....	ET <sub>r</sub>
<i>Food and Agricultural Organization of the United Nations</i> .....	FAO
<i>Global Water Partnership</i> .....	GWP
Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas.....	ICNF
Instituto Português do Mar e da Atmosfera.....	IPMA
<i>Integrated Drought Management Programme</i> .....	IDMP
<i>Intergovernmental Technical Panel of Soils</i> .....	ITPS
<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i> .....	MODIS
<i>National Aeronautics and Space Administration</i> .....	NASA
<i>National Drought Mitigation Center</i> – Centro Nacional de Mitigação da Seca.....	NDMC
Nordeste.....	NE
Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos.....	SNIRH
<i>Soil Moisture and Ocean Salinity</i> .....	SMOS
<i>Standardized Precipitation Index</i> – Índice de Precipitação Normalizada.....	SPI
<i>United Nations Convention to Combat Desertification</i> – Convenção das Nações Unidas para o Combate à Desertificação.....	UNCCD
<i>United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization</i> .....	UNESCO
<i>United Nations Environmental Programme</i> .....	UNEP
<i>World Meteorological Organization</i> .....	WMO

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Relações e feedbacks entre Desertificação, Alterações Climáticas e Perda de Biodiversidade.....	7
Figura 2. Diagrama esquemático dos tipos de seca.....	14
Figura 3. Distribuição da área (%) das classes de grau e risco de degradação dos solos (a) e do grau e risco de degradação dos solos por classe de suscetibilidade à desertificação (AI) (b) no NE de Portugal.....	25
Figura 4. Distribuição da área superficial (%) de perigo de incêndio no Distrito de Bragança.....	26
Figura 5. Mapa de localização e divisão administrativa da área de estudo.....	28
Figura 6. Classificação Climática de Köppen (direita) e Relevo de Portugal Continental (esquerda) com os picos em evidência.....	29
Figura 7. Mapa do Índice de Aridez da região Nordeste de Portugal.....	33
Figura 8. Evapotranspiração da região Nordeste em paralelo com o Índice de Aridez.....	36
Figura 9. Relação entre Precipitação máxima diária anual e precipitação anual para as médias da Normal 1971-2000 para estações do IPMA selecionadas.....	37
Figura 10. Fator de estimativa da erosividade para o NE de Portugal: valor médio para as classes de Precipitação média anual (mm).....	38
Figura 11. Unidades cartografadas de Solos e percentuais (área total – 1309 mil há) no NE de Portugal com base na classificação da FAO/UNESCO (1988). Carta produzida no âmbito do trabalho de Figueiredo et al. (2000).....	40
Figura 12. Espessura útil dos solos (a) e a respectiva carência de água (b) em função da categoria anterior, para o NE de Portugal.....	40
Figura 13. Ocorrência relativa (%) de Unidades Solo Secundárias Úmbricas por Zona Climática no NE de Portugal, com classes de Temperatura e de Precipitação médias anuais.....	41
Figura 14. Comparação entre as cartas de Índice de Aridez para o período de 1960-1990 e 2000-2010 para Portugal Continental (PANCD, 2011).....	43
Figura 15. Distribuição dos 120 meses dos períodos coincidentes 51-80 (a) e 71-80 (b) nas classes de SPI.....	44
Figura 16. Número de meses classificados como secos ( $SPI < -0,99$ ), meses com seca severa e extrema ( $SPI < -1,49$ ) e com seca extrema ( $SPI < -1,99$ ) em função de SPI 1, SPI 3 e SPI 6 para as décadas coincidentes nas diferentes estações nomeadas.....	45

Figura 17. Correlação entre os valores de SPI 1 (a) e SPI 6 (b) do período coincidente 51-60 da estação Alfândega da Fé. ....	46
Figura 18. Relação entre Precipitação máxima diária anual e precipitação anual para as médias da Normal 1931-1960 para estações selecionadas. ....	49
Figura 19. Classes, critérios de classificação e distribuição da suscetibilidade à desertificação (com base no AI de 2000-2010) por conselho, no NE de Portugal.....	50
Figura 20. Localização dos pontos de colheita dos solos submetidos à simulação de chuva e a sua representatividade na região transmontana.....	53
Figura 21. Aspecto do solo após 6 meses de secagem. Registro de um tabuleiro de solo Uhs.....	54
Figura 22. Simulador de chuvas e suporte para tabuleiros, durante ensaio de intensidade. ....	56
Figura 23. Registro imediatamente após o término da primeira chuvada sob o solo Iebb. Os recipientes, placas e rampas de coleta são indicados nas caixas de texto.....	56
Figura 24. <b>(a)</b> Comportamento do Escoamento (E, mm) e <b>(b)</b> do Coeficiente de Escoamento (CE), durante as simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (abscissa) seguidos de letras distintas apresentam diferenças entre si (ANOVA e LSD, 5%). ....	61
Figura 25. Resultados comparativos de CE entre as chuvadas e o estudo de Morais (2019). ....	63
Figura 26. Comportamento do Salpico <b>(a)</b> e da Destacabilidade <b>(b)</b> nas simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (barras) seguidos de letras distintas apresentam diferenças significativas entre si (ANOVA e LSD, 5%). ....	64
Figura 27. Resultados comparativos de DET entre as duas chuvadas e o estudo de Morais (2019). ....	65
Figura 28. Comportamento da Perda de Solo <b>(a)</b> e da Erodibilidade <b>(b)</b> nas simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (abscissa) seguidos de letras distintas apresentam diferenças significativas entre si (ANOVA e LSD, 5%). ....	65
Figura 29. Resultados comparativos do indicador Erodibilidade entre chuvadas e Morais (2019). ....	68
Figura 30. Comportamento da Concentração de Sedimentos Global (CSg) <b>(a)</b> e em Suspensão (CSss) <b>(b)</b> nas simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (abscissa) seguidos de letras distintas apresentam diferenças significativas entre si (ANOVA e LSD, 5%). ....	69

Figura 31. Detalhes do escoamento, sedimentos e salpico nos instrumentos de coleta momentos após a segunda chuvada sob o solo Uhs. No tabuleiro da direita, a zona de concentração de escoamento se destaca. ....	70
Figura 32. Comparação da Concentração de Sedimentos Global obtidas para a chuva 1, chuva 2 e as simulações do trabalho de Morais (2019). ....	71
Figura 33. Esquema da localização dos Pixels selecionados para testes inseridos no limite do NE de Portugal. As coordenadas utilizadas para o recorte são indicadas nos extremos. ....	78
Figura 34. Localização das estações meteorológicas e contextualização do entorno. ...	78
Figura 35. Variação da altitude média em cada pixel selecionado. ....	79
Figura 36. Exemplo gráfico do Balanço Hídrico Mensal (mm) obtido pelo método Thornthwaite-Mather para o ano de 2014. ....	84
Figura 37. Comportamento das variáveis de entrada do BH ao longo do período de avaliação. ....	85
Figura 38. Comportamento das variáveis Evapotranspiração Real (ET <sub>r</sub> ), Déficit (DH) e Superávit (SH) ao longo dos anos de análise. ....	85
Figura 39. Diagrama de extremos e quartis para as variáveis de entrada do BH <b>(a)</b> e para as demais variáveis do BH <b>(b)</b> . ....	86
Figura 40. Sobreposição das séries originais de humidade do solo (SM) e armazenamento (A), na condição de Amáx = 100 mm. ....	87
Figura 41. Modelos de regressão ajustados a série original de dados com Amáx: 100 mm. ....	88
Figura 42. Modelos de regressão ajustados à série original de dados, com Amáx: 50 mm. ....	89
Figura 43. Variação do coeficiente de correlação $r^2$ dos modelos I, II e III em função de Amáx (a) e variação de $r^2$ do modelo logístico (III) em função das séries Original e Outlier. ....	90
Figura 44. Ajuste dos modelos I, II e III para a Série Outlier na condição de Amáx: 50 mm. ....	91
Figura 45. Evolução do Erro Padrão da Estimativa SEE (mm) em função de Amáx. ...	92
Figura 46. Curvas de histerese sobrepostas nos dados da série Outlier com Amáx = 75 mm. ....	94

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação do Índice de Precipitação Padronizada – SPI.....	16
Tabela 2. Intervalo de Índice de Aridez e sua respectiva categoria climática.....	18
Tabela 3. Classificação das Zonas Climáticas do NE de Portugal .....	30
Tabela 4. Classes de Índice de Aridez e respectiva suscetibilidade à Desertificação. ...	30
Tabela 5. Classes de SPI e respectiva categoria de classificação.....	32
Tabela 6. Correspondência entre as classes do Índice de Aridez e os regimes térmicos da classificação por zonas climáticas da Carta de Solos de Agroconsultores e Coba (1991) .....	34
Tabela 7. Correspondência entre as classes do Índice de Aridez e grupos de regime pluviométrico.....	34
Tabela 8. Resumo estatístico para as estações avaliadas considerando as décadas coincidentes para as normais e as escalas temporais de SPI. ....	47
Tabela 9. Relação entre P máx e P média anual das nomais climatológicas 1931-1960 e 1971-2000 para 14 estações de Portugal Continental.....	48
Tabela 10. Características dos solos submetidos à simulação de chuva. ....	52
Tabela 11. Fator K estimado para os solos submetidos à simulação.....	52
Tabela 12. Intensidade de precipitação, em mm.h <sup>-1</sup> , para os ensaios de simulação. ....	55
Tabela 13. Equações utilizadas no cálculo dos parâmetros e indicadores da simulação de chuva.....	57
Tabela 14. Resultado do teste de normalidade Kolmogorov (5%).....	58
Tabela 15. Resultado da Análise de Variância - ANOVA fator duplo com repetição... 59	59
Tabela 16. Correspondência entre as Classes de AI e Zonas Climáticas para os solos selecionados para a simulação de chuva.....	59
Tabela 17. Humidade dos solos passados 6 meses do período de secagem. ....	60
Tabela 18. Tempo médio, em minutos, de detecção do início do escoamento ( <i>e</i> ) nos tabuleiros de solos, por chuvada.....	61
Tabela 19. Relação entre Escoamento, Porosidade e Matéria orgânica. ....	62
Tabela 20. Resultados para o parâmetro Perda de Solo e o indicador Erodibilidade nos solos simulados.....	66
Tabela 21. Características das Estações Meteorológicas do estudo. ....	73
Tabela 22. Descrição dos dados de Soil Moisture (SM) utilizados no estudo. ....	76
Tabela 23. Modelos de regressão adotados na avaliação da relação entre A e SM.....	81

Tabela 24. Resumo estatístico da aplicação dos modelos de regressão para os dados da série original. ....	87
Tabela 25. Síntese estatística dos modelos de regressão aplicados para a série Outlier. ....	89
Tabela 26. Síntese dos limiares de SM e respectivos percentis em cada condição de Amáx para as duas séries analisadas. ....	92
Tabela 27. Síntese estatística da correlação utilizando o modelo histerese (IV), em função de Amáx. ....	93

## *CAPÍTULO I - Introdução*

### **1. INTRODUÇÃO**

O quadro climático global passou por mudanças evidentes ao longo dos últimos anos e previsões futuras continuam a alertar para panoramas de alteração. A degradação do solo é apontada como um dos cinco maiores problemas ambientais da atualidade, sendo metas do Desenvolvimento Sustentável a proteção, a restauração e promoção do uso sustentável dos ecossistemas terrestres, o manejo sustentável das florestas, o combate à desertificação e à detenção e reversão dos cenários de degradação da terra e perda de biodiversidade (United Nations, 2015).

Os processos erosivos são uma das ameaças mais importantes ao recurso solo, uma vez que colocam em risco de degradação de áreas consideráveis, fato que é evidenciado no Nordeste (NE) Transmontano de Portugal, pois possui extensas zonas de montanha sensíveis cujas condições topográficas favorecem à ocorrência de processos de erosão hídrica, junto as características dos solos em sua maioria delgados e pedregosos, espacialmente concentrados nas zonas de terra quente (Figueiredo, 2013).

Em adição, as crescentes mudanças no uso da terra evidenciam a necessidade da reestruturação dos sistemas agroflorestais tradicionais, que devem se adaptar no sentido de incorporar práticas conservacionistas de cultivo afim de minimizar a degradação do solo (Figueiredo et al., 2015a). O aumento da variabilidade das condições do tempo, especialmente o prolongamento de períodos de seca e, de forma oposta, a ocorrência de eventos extremos de precipitação, compõem um cenário indutor de processos erosivos pronunciados. Esses eventos tendem a afetar de forma mais severa as zonas mais secas, característica de boa parte do interior do nordeste de Portugal.

A seca é um evento meteorológico extremo e complexo, correspondente a um período de escassez de água, fenómeno de ocorrência natural e extremamente variável em escala temporal e espacial, de acordo com as características climáticas do local em que ocorre. Em função da extensão da duração do evento e seus efeitos, a seca é classificada em 4 tipologias: meteorológica, agrícola, hidrológica e socioeconômica (Fernandes e Heinemann, 2009; Wilhite, 1992; Wilhite e Glantz, 1985).

Assim como a seca, a erosão hídrica, de forma mais evidente, também é considerada um fenômeno responsável pela degradação do solo. O processo erosivo consiste no desprendimento e arraste das partículas do solo por agentes erosivos, sendo a água um dos principais (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Evelpidou et al., 2013; Morgan, 2005; Zachar, 1982). A taxa de perda de solo e o tipo de erosão podem ser sintetizadas nas condições ambientais do clima, solo, relevo, cobertura vegetal, uso e manejo do solo. A chuva e a infiltração, bem como o escoamento superficial, também são interferentes. Em função da intensidade desses fatores, a erosão pode se apresentar desde o primeiro estágio, conhecido por salpicamento, evoluindo para escoamento difuso – erosão laminar, e depois para erosão linear (escoamento concentrado), se apresentando em sulcos e na sua forma mais pronunciada, as ravinas (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Guerra et al., 2007; Zachar, 1982).

Uma vez erosão sendo sinônimo de perda de solo, a presença do fenômeno implica em redução da espessura dos solos. Esta diminuição, por seu lado, reflete em menor capacidade de armazenamento de água pelos solos, e, por conseguinte, suporte vegetativo restrito e reduzido, que é refletido em menor cobertura vegetal e matéria orgânica. Essa sequência de fatores culmina no aumento da suscetibilidade dos solos à erosão, e tem-se assim, uma espécie de ciclo que se retroalimenta, com tendências crescentes e recorrentes.

O aumento das condições de aridez, cujo termo por definição denota climas com longos períodos de escassez de água, faz com que os períodos de secagem sejam ampliados. Sabe-se que nas zonas áridas, as precipitações pluviométricas de maior intensidade elevam o risco de ocorrência da erosão, contudo, ainda não estão bem descritos e compreendidos os efeitos de períodos prolongados de seca na resposta erosiva às primeiras chuvadas que se lhes seguem. A severidade do fenômeno é maior quando associada às condições de relevo movimentado, características físico-hídricas do solo adversas, assim como teor de matéria orgânica e o uso e manejo do solo inadequados.

Ambos os fenômenos, seca e erosão, vêm sendo amplamente estudados em todas as partes do globo assim como o desenvolvimento de políticas e programas estratégicos para a sua monitorização. O uso de imagens de satélite e os produtos gerados a partir destas por meios das geotecnologias, ainda pouco exploradas, são de grande valia para a identificação de cenários de suscetibilidade e o acompanhamento da sua evolução, bem como para fundamentar decisões relacionadas aos fenômenos da seca, erosão e suas contribuições para a degradação do recurso solo.

Com este trabalho pretende-se avaliar a relação existente entre a extensão dos períodos de aridez e seca e a susceptibilidade dos solos à erosão hídrica, na região nordeste (NE) de Portugal. O desenvolvimento dessa investigação inclui:

- a) Revisão bibliográfica sobre a temática e estudos relacionados;
- b) Caracterização das condições de aridez e a sua relação com a suscetibilidade dos processos de degradação do solo;
- c) Descrição de cenários de mudanças e tendências relativas à extensão dos períodos de seca por meio de indicadores e desenvolvimento de estudos de caso inseridos na área de estudo, com base em registros climáticos, em imagens de satélite e com auxílio de *software* e SIG (Sistema de Informação Geográfica), bem como comparação com os dados disponíveis em literatura;
- d) Avaliação da perda de solo e de água por escoamento após períodos prolongados de seca, aplicando simulação experimental, por meio de simulador de chuva.

Com o objetivo de manter uma sequência lógica, facilitar e possibilitar a compreensão, esta dissertação foi estruturada de maneira personalizada, segregada em três capítulos principais, cada um contendo as análises e a respectiva metodologia adotada para o desenvolvimento de tal. Este capítulo introdutório (Capítulo I) é prosseguido por uma revisão bibliográfica (Capítulo II), que fundamenta o estudo. A mesma abrange os conceitos e assuntos relacionados ao solo, sua degradação, o fenômeno da erosão e a susceptibilidade do território. Em outro tópico, tem-se uma abordagem sobre os aspectos da seca, seus tipos e indicadores, bem como a sua monitorização, no mundo e em Portugal.

O capítulo III traz uma contextualização da área de estudo e um exercício de caracterização das condições de aridez e seca na região Transmontana. Nesta seção, há um empenho em relacionar estes aspectos de natureza climática com suscetibilidade à desertificação e a degradação do solo, nomeadamente o fenômeno de erosão, que assenta na reunião de evidências destes e de outros estudos já divulgados. Complementa ainda este capítulo, uma análise de tendências e evolução dos cenários para a área de estudo.

A parte experimental do trabalho, que consistiu na simulação de chuva sob solos que passaram por um período prolongado de secagem é exposta no Capítulo IV. Os

aspectos metodológicos e a resposta dos parâmetros e indicadores de resposta erosiva são apresentada paralelamente a comparações com outros estudos. O Capítulo V, por sua vez, aborda a manipulação estatística de regressão entre os dados de humidade do solo (SM) oriundos de sensores de satélite (ESA CCI SM) e a variável Armazenamento (A) do Balanço Hídrico estimado com base em registos de estações meteorológicas terrestres.

Por fim, as principais impressões e informações destes capítulos anteriores são destacadas e reunidas no Capítulo VI, de síntese e conclusão, acrescidas de sugestões para trabalhos futuros. Por último, é apresentada a lista das referências bibliográficas na qual esse estudo está baseado, bem como anexos que suportam alguns aspectos.

## **CAPÍTULO II – Revisão bibliográfica**

### **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### 2.1. SOLO

O solo é um recurso natural de importância vital aos seres vivos, considerado não renovável à escala da vida humana. Daí a importância de conhecer os recursos pedológicos para a identificação de potencialidades, limitações e riscos associados ao seu uso, atual e futuro (Figueiredo, 2013). O solo é objeto de estudos de várias áreas do conhecimento, formado por materiais minerais e orgânicos provenientes da meteorização das rochas, constituído por partes sólidas, líquidas e gasosas, que recobre a superfície do planeta e serve como meio natural para o crescimento das plantas terrestres (FAO, 2015).

Os principais fatores responsáveis pela formação do solo são: o material original, o clima, a atividade biológica dos organismos vivos, a topografia e o tempo. Os diferentes tipos de rochas são desagregados através do intemperismo químico e físico, em função da água e substâncias químicas em dissolução, ar, fauna e flora e da matéria orgânica em diferentes estágios de decomposição. De acordo com a sua evolução, os solos apresentam diferentes propriedades químicas, físicas e biológicas e desenvolvem estruturas internas que podem ser visualizadas em camadas aproximadamente horizontais, denominadas horizontes, que constituem o perfil dos solos, diferenciando-os uns dos outros (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; FAO, 2015; FAO e ITPS, 2015).

A FAO – Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (2015) enaltece em seu Relatório sobre o Status dos Recursos do Solo no Mundo o papel fundamental dos solos na prestação dos serviços ecossistêmicos, nos ciclos do carbono, nutrientes (N, P, K, Ca, Mg, S e outros) e água, além de servir como habitat para organismos, manutenção da biodiversidade e suporte físico. As principais características físicas do solo são cor, textura, estrutura, porosidade e permeabilidade, enquanto as suas propriedades químicas incluem pH, teor de nutrientes, capacidade de troca catiônica, condutividade elétrica e matéria orgânica.

Em função das propriedades em comum e dos processos de formação dos solos os mesmos são classificados em grupos, o que permite um maior conhecimento dos

potenciais e limitações de uma área, troca de informações técnicas entre a comunidade científica, previsão do comportamento mediante algum uso específico e, principalmente, avaliação da aptidão de cada classe de solo. A classificação dos solos *World Reference Base* (WRB) é padrão internacional para o sistema de classificação dos solos, proposto pela FAO em conjunto com a *International Society of Soil Science* (ISSS) e *International Soil Reference and Information Centre* (ISRIC), em substituição à legenda original da FAO-UNESCO de 1974, com atualização mais recente datada de 2015 (FAO/UNESCO, 1988; FAO, ISSS e ISRIC, 1998; IUSS Working Group, 2015). A sua utilização vem sendo crescente em Portugal, especialmente no Norte do País, onde a cartografia existente segue o sistema FAO (em diversas versões).

## 2.2. DEGRADAÇÃO DOS SOLOS

A degradação dos solos é apontada pela Organização das Nações Unidas (ONU) como um dos 5 maiores problemas da atualidade e, quando associada às intensas atividades humanas, pode atingir o seu limite com a desertificação, ameaçando a segurança alimentar da população (FAO e ITPS, 2015).

A lista de fatores associados a degradação do solo é extensa: processos erosivos, desmatamento, inadequado uso conferido ao solo, agricultura intensiva, monoculturas, excessiva exploração de pastagens, compactação do solo, selagem e impermeabilização, perda de matéria orgânica e nutrientes, contaminação, salinização, acidificação, alcalinização, alterações climáticas (seca, tempestades), e assim por diante. A maioria dessas práticas culmina na intensificação da erosão, considerado o principal fator de degradação dos solos (Evelpidou et al., 2013; FAO e ITPS, 2015; Morgan, 2005; Panagos et al., 2015; Skidmore e Donk, 2001).

Com efeito, a erosão é crucial nos processos de degradação na medida em que sua recorrência conduz ao fenómeno de desertificação. Estas relações são evidenciadas no esquema da Figura 1, que demonstra o papel dos solos no conjunto das 3 convenções das Nações Unidas. No ciclo interno, a erosão conecta a desertificação, a perda de biodiversidade e mudanças climáticas. O loop externo inter-relaciona a perda de biodiversidade e as mudanças climáticas, uma vez que a diminuição da atividade primária reduz o sequestro de carbono, favorecendo o aquecimento global. Este, por sua vez, eleva as evapotranspirações, afetando negativamente a biodiversidade, levando a mudanças na

estrutura e na diversidade das comunidades, dado que espécies distintas reagirão diferentemente às elevadas concentrações de CO<sub>2</sub> (Millennium Ecosystem Assessment, 2005; United Nations, 2015).



Figura 1. Relações e feedbacks entre Desertificação, Alterações Climáticas e Perda de Biodiversidade. Fonte: adaptado de Millennium Ecosystem Assessment (2005). Cedido por Figueiredo, T.

## 2.3. EROSÃO

### 2.3.1. Processo erosivo

Segundo FAO e ITPS (2015), a estimativa mundial de erosão do solo pela água variou de 20 a 30 Gt.ano<sup>-1</sup> na última década. Todos os estudos nessa área apontam que a erosão não se limita apenas à quantidade de solo perdido, é preciso considerar os efeitos que essas perdas têm na degradação física e na diminuição da fertilidade e consequente produtividade do solo (Guerra et al., 2007). Morgan (2005) complementa que os sedimentos arrastados pela erosão são poluentes e podem contribuir para a eutrofização, conforme a concentração diluída das substâncias azoto e fósforo. Acrescenta ainda que a erosão leva ao colapso dos agregados do solo, de maneira que o carbono orgânico mantido nele e nas argilas é liberado para a atmosfera, contribuindo também, ainda que de forma menos evidente, para as alterações climáticas.

A erosão é um fenômeno natural que, juntamente com os processos pedogênicos, é responsável pela modelação da paisagem. Em outra abordagem, conforme Bertoni e Lombardi Neto (1990), a erosão é a principal responsável pelo empobrecimento acelerado das terras, e pode ser definida como o processo de desprendimento e arraste acelerado por agentes erosivos das partículas do solo. Para Zachar (1982), a água, o vento, o gelo, a neve, as plantas, os animais e os seres humanos podem ser considerados agentes erosivos. Dentre estes, a água é apontada por diversos autores como o mais importante agente causador do fenômeno (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Evelpidou et al., 2013; Morgan, 2005).

A erosão hídrica acontece por fases, que incluem a desagregação das partículas do solo, seu transporte, podendo haver ainda a deposição dos sedimentos. O primeiro estágio, conhecido por *splash* ou erosão por salpico, corresponde ao desprendimento das partículas do solo devido ao impacto das gotas de chuva, que caem com velocidade e energia variáveis. O escoamento superficial (*runoff*) inicia quando o solo fica totalmente saturado ou no momento em que a intensidade da precipitação excede a taxa de infiltração do solo. Assim, os sedimentos são transportados e, quando a energia necessária para a movimentação cessa, a deposição ocorre (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Evelpidou et al., 2013; Guerra et al., 2007; Morgan, 2005; Zachar, 1982).

As principais formas de erosão hídrica são a erosão por salpico (ou salpicamento, termo mais comum no Brasil), laminar, em sulcos e ravinas (voçorocas). A erosão por salpicamento é a primeira e a mais importante fase do processo erosivo que ocorre devido à ação da precipitação, onde os pingos de chuva colidem com o solo, reduzem as forças coesivas dos agregados pelo umedecimento, ocasionando a sua ruptura e preparando as partículas que constituem o solo para o escoamento superficial. Dependendo da intensidade da chuva, pode haver a compactação da superfície, diminuindo a capacidade de infiltração. As partículas destacadas dos agregados também preenchem os poros e ocasionam a selagem, reduzindo a porosidade. Ambos os fatores contribuem para o aumento do escoamento superficial (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Guerra et al., 2007).

O escoamento superficial também pode ter seu início a partir da saturação das poças que acumulam água, e pode se apresentar de duas formas, difuso ou concentrado (canalizado). O primeiro tipo que surge é o difuso, podendo ocasionar erosão laminar, a qual se dá pela remoção das camadas superficiais do solo, que se deslocam em forma de uma lâmina e se espalham por extensas áreas, de maneira lenta, o que torna sua

mensuração difícil. Devido ao fato da superfície do solo nem sempre ser lisa e uniforme, as irregularidades do terreno fazem com que o escoamento superficial seja intensificado e se concentre em canais, passando o mesmo a ser denominado canalizado e/ou concentrado (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Morgan, 2005; Zachar, 1982).

A erosão linear, procedente do escoamento concentrado, pode ser categorizada em dois estágios. O primeiro deles são os sulcos (do inglês *rill*), pequenos canais que conduzem a água por um caminho preferencial. Com o aumento da turbulência e instabilidade, esses canais se ampliam em largura e profundidade, passando a ser denominados de ravinas (do inglês *gully*), o segundo estágio do escoamento concentrado. As ravinas (Portugal) ou voçorocas (Brasil), são erosões com profundidades que atingem o lençol freático e possuem grandes dimensões, podendo chegar a quilômetros de extensão. Geralmente apresentam paredes em formas de ‘V’, devido à intensa degradação das encostas (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Guerra et al., 2007; Zachar, 1982).

Segundo (Evelpidou et al., 2013), as condições ambientais que definem o tipo e as taxas de erosão em determinada área são representadas, principalmente, por cinco fatores: clima, solo, morfologia, uso do solo, cobertura vegetal e manejo do solo. Para Bertoni e Lombardi Neto (1990), os fatores que influem no fenômeno são a chuva, a infiltração, a topografia do terreno, a cobertura vegetal e a natureza do solo. Na mesma linha de pensamento, Morgan (2005) afirma que os fatores controladores da erosão são a erosividade do agente erosivo, a erodibilidade do solo, a inclinação do terreno e a natureza da cobertura vegetal.

A vulnerabilidade do solo a erosão é diretamente dependente das características que cada tipo de solo apresenta: textura, estrutura, densidade aparente, porosidade, consistência, teor de matéria orgânica, desenvolvimento do perfil do solo, dentre outras. Nessa abordagem, a textura é uma das mais importantes, pois se relaciona com a coesão do solo, estabilidade dos agregados e com a permeabilidade. De forma geral, enquanto uma maior fração de argila representa uma melhor coesão e estrutura do solo e, elevados percentuais de areia fina e limo (silte, termo brasileiro comumente utilizado) favorecem a erodibilidade, maiores parcelas de areia grossa aumentam a permeabilidade e, portanto, diminuem a erodibilidade (Guerra et al., 2007).

A erosão também contribui para a redução da capacidade de infiltração e da humidade disponível no solo, o que resulta em condições mais propensas ao surgimento

de secas (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Morgan, 2005). A partida, o contrário também é válido, pois a seca também diminui a capacidade de retenção da humidade do solo, ocasiona a ruptura dos agregados e forma torrões, que revelam maior tendência a serem erodidos com o surgimento das chuvas, natural fator impulsionador da erosão.

A priori, a ideia de que a degradação dos solos em zonas áridas e semiáridas está ligada ao fenómeno da erosão hídrica parece contraditória, justamente porque estas zonas possuem, por defeito, escassez permanente de água. Com efeito, estas zonas apresentam menores precipitações anuais médias, entretanto, a condição de aridez está associada a maior concentração e erosividade das precipitações, evidência já comprovadamente identificada e estudada para Portugal continental (Daveau, 1972).

A erosão reduz a espessura do solo e, conseqüentemente, a capacidade de armazenamento hídrica do solo também é reduzida (Morgan, 2005). Essa premissa faz com que se forme um ciclo retroalimentativo de feedbacks negativos que só tende a se ampliar: com menor espessura de solo e armazenamento reduzido, menor será a capacidade de suporte vegetativo, menor a cobertura vegetal e, portanto, maior a suscetibilidade a ocorrência de eventos erosivos recorrentes.

### 2.3.2. Avaliação da erosão hídrica

Dentre os vários modelos empíricos desenvolvidos com o intuito de estimar e/ou prever as perdas de solo pela erosão, o mais difundido e amplamente utilizado é a Equação Universal de Perda de Solo (USLE), juntamente com a sua versão revisada e modificada, *RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation)* e *MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation)*, respetivamente (Evelpidou et al., 2013; Renard et al., 2000; Wischmeier e Smith, 1978).

O modelo matemático de previsão USLE, agrega seis principais fatores que influenciam a taxa de erosão pela chuva: erosividade (R), erodibilidade (K), comprimento do declive (L), inclinação da encosta (S), uso e manejo (C) e práticas conservacionistas (P). A integração destes resulta na estimativa anual da perda de solo por unidade de área (A), usualmente expressa em  $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}$  (Wischmeier e Smith, 1978).

As perdas por erosão também podem ser avaliadas com base em experimentos laboratoriais e de campo. A utilização dos simuladores de chuva, nos quais as condições

são simuladas e interferências controladas, tem sido amplamente utilizado por pesquisadores de todo o mundo, pois permitem além da determinação das perdas de solo e água pela erosão em função de variadas intensidades e duração de chuvas, o estudo de diferentes tipologias de solo e seus respectivos usos, com distintas coberturas vegetais e práticas de conservação e manejo do solo (Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Boix-Fayos et al., 2006; Evelpidou et al., 2013; Guerra et al., 2007).

## 2.4. SECA

### 2.4.1. Fenómeno da seca

De maneira geral, a seca é entendida como um fenômeno de ocorrência natural e está associado ao nível de precipitação abaixo do esperado como normal para um determinado regime climático, insuficiente para atender as necessidades humanas. A literatura não define um conceito universal para o termo 'seca', uma vez que cada evento é único e deve ser definido de acordo com as características do clima ao qual pertence, dos impactos que causa e da área de abrangência espacial e temporal (Tirivarombo et al., 2018; Wilhite, 1992; Wilhite, Svoboda e Hayes, 2007).

A seca é um processo lento que pode causar impactos em sua maioria desastrosos nas esferas sociais, econômicas, agrícolas e ambiental. Segundo Wilhite, Svoboda e Hayes (2007), os efeitos do fenômeno podem ser ainda mais complexos, na medida em que setores como turismo e transporte são afetados e crises hídricas e energéticas podem surgir, assim como conflitos entre entidades e usuários da água. Wilhite (1992) complementa que esses efeitos são intensificados pelos próprios seres humanos, com a crescente exigência e degradação dos recursos que aumenta a vulnerabilidade à seca. Ainda, enfatiza a dificuldade em quantificar estes impactos, uma vez que os danos não são estruturais e se espalham por uma ampla área geográfica, além de se acumularem de forma lenta por um período de tempo, até mesmo depois de seu término.

Cabe aqui ressaltar a diferença entre a seca e os fenômenos de aridez e desertificação. Enquanto a seca é tratada como um evento temporal, o termo aridez se refere ao tipo característico de clima, atribuído a um local com escassez permanente de

água. Um clima é dito árido quando as precipitações de uma região são inferiores às perdas de água da superfície representadas pela evapotranspiração potencial.

Quando são combinados os fatores de baixa disponibilidade de água associada ao clima árido e inadequado uso do solo, surge o processo de desertificação. A UNCCD - Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação - aponta a desertificação como a causa da degradação do solo em zonas áridas, pelos agentes climáticos e humanos, sendo a degradação de terras a perda ou redução da complexidade ecossistêmica e da produtividade biológica e econômica (Berry et al., 2009; Figueiredo et al., 2015b).

A ação humana está a causar alguns danos irreversíveis aos ecossistemas, os quais não conseguem na maioria dos casos se recuperar e reestabelecer o seu equilíbrio clímax de forma natural após as perturbações que lhes são impostas. É o que acontece no fenómeno da desertificação (Cherlet et al., 2018).

#### 2.4.2. Tipos de seca

Assim como para outros fenómenos, é possível determinar a intensidade, a duração e a localização. Com base na literatura, os tipos de seca são agrupados de acordo com o período de precipitação nula e impactos associados em seca meteorológica, hidrológica, agrícola e socioeconómica (Fernandes e Heinemann, 2009; Wilhite, 1992; Wilhite e Glantz, 1985).

A seca meteorológica é relativa a cada região, expressa apenas pelo grau de secura e duração do período sem precipitações, comparados com valores de um estado normal. É, portanto, uma anormalidade no balanço hídrico entre precipitação e evapotranspiração, que não é a comumente esperada. O que a torna específica é a variabilidade da frequência natural de chuvas em cada região, que podem variar nas escalas de tempo, quer sejam mensais, sazonais ou anuais e com demais fatores atmosféricos: temperatura, velocidade do vento, humidade, radiação solar. Assim, é preciso cautela ao realizar comparações entre regiões distintas (Fernandes e Heinemann, 2009; Wilhite, 1992).

Quando a baixa disponibilidade de água afeta o crescimento e desenvolvimento das culturas e a rendimento da produção final, tem-se a seca agrícola. A demanda de água das plantas está associada não somente a sua escassez, mas também as taxas de

evapotranspiração e humidade presente no solo e na atmosfera. Esse tipo de seca geralmente acontece depois da seca meteorológica e antes da hidrológica.

A seca hidrológica se atenta mais aos efeitos causados pelo déficit de precipitação, que se traduzem na redução dos níveis abaixo de um limite médio estipulado das águas superficiais e subterrâneas, reservatórios e lagos, assim como vazões de rios. Como consequência, sistemas de abastecimento de água, quer sejam urbanos, industriais ou de irrigação e a geração de energia elétrica podem ser afetados, e o conflito de usuários podem surgir. A frequência da seca hidrológica e os níveis médios normais são normalmente definidos com base na bacia hidrográfica e nos elementos que ela interfere (Wilhite, 1992).

De forma simples e generalizada (Figura 2), há uma sequência lógica entre estes três tipos de secas, visto que a baixa precipitação ocasiona a seca meteorológica, que, por conseguinte, provoca a redução dos teores de humidade de solo, ou seja, a seca agrícola. A reduzida presença de água no solo afeta a recarga dos recursos e o ciclo hídrico, sucedendo assim a seca hidrológica (Zargar et al., 2011).

Por fim, as características dos três grupos de seca acima definidos podem ter efeitos socioeconómicos. Diz-se que a seca socioeconómica está a ocorrer quando ela afeta a vida e as atividades humanas, incluindo a produção agrícola, os serviços e atividades económicas no geral. Esse conceito engloba a demanda e a oferta de água como déficit de disponibilidade, que por sua vez é diretamente dependente do clima. Assim, é de extrema importância que o uso dos recursos seja adequado, de modo a prevenir e minimizar impactos relacionados ao fenómeno.

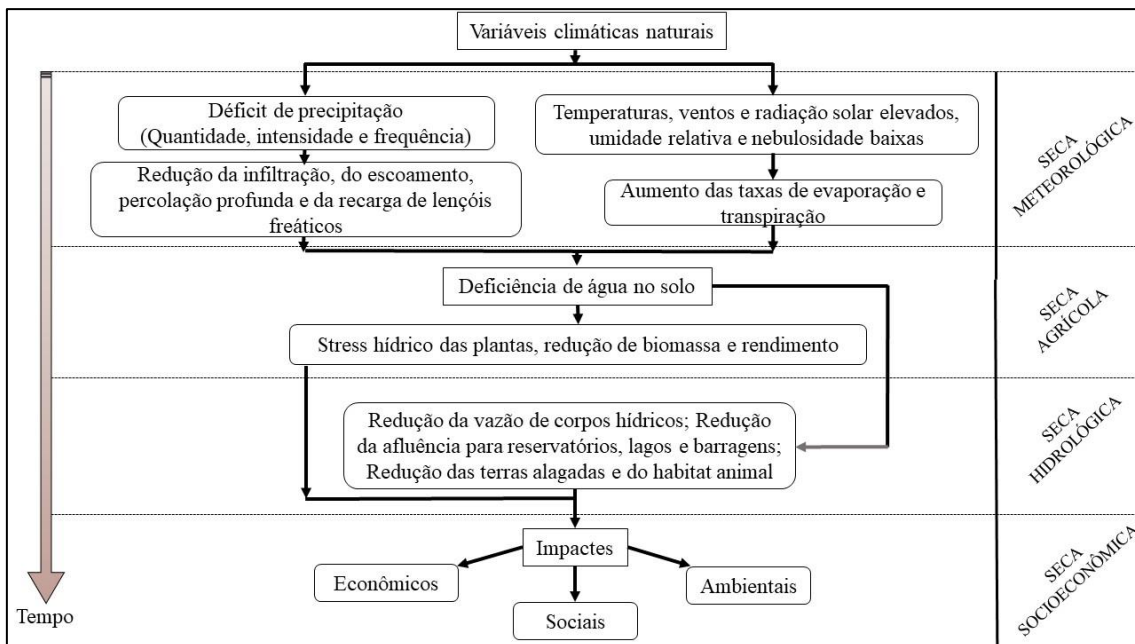


Figura 2. Diagrama esquemático dos tipos de seca.  
 Fonte: adaptado de Zargar et al. (2011).

### 2.4.3. Indicadores de seca

Devido às mais variadas distribuições climáticas existentes e exigências de utilização de água, o fenómeno é percebido de diferentes maneiras mundo afora, o que dificulta um modelo universalmente aceito para o seu estudo (Fernandes e Heinemann, 2009). Contudo, é possível relacionar a seca com índices e indicadores, que sumarizam as variáveis relacionadas a sua ocorrência em determinada região. É possível ainda, por meio de índices e indicadores, caracterizar o fenómeno, sua intensidade, duração, magnitude, severidade, frequência ou período de retorno e a extensão geográfica atingida (Zargar et al., 2011).

Os indicadores são variáveis ou parâmetros que descrevem o fenómeno da seca. São eles: precipitação, temperatura, evapotranspiração, humidade do solo, nível de água do lençol freático, escoamento superficial, vazão de água, dentre outros. Os índices, por sua vez, também são indicadores, mas são calculados a partir de dados hidrológicos e meteorológicos e exibidos de forma numérica, de modo a representar graus de intensidade e características da seca. Eles visam simplificar relações complexas, facilitar a monitoração e a comunicação, por meio de informações qualitativas de severidade,

localização geográfica, tempo e período de duração do evento (Cherlet et al., 2018; Svoboda e Fuchs, 2017; Tirivarombo et al., 2018).

Quando se considera múltiplos elementos, desde que estes sejam representativos e característicos da região e/ou unidade territorial analisada, o processo de avaliação traduz uma resposta mais confiável e fiel a realidade. Para isso, os indicadores devem ser sensíveis e operacionais, capazes de serem elaborados e interpretados, podendo assim auxiliar na tomada de decisão de ações mitigatórias, previsão e monitorização das secas (Svoboda e Fuchs, 2017).

No âmbito da seca e desertificação, há um conjunto de trabalhos, tais como os produzidos por Cherlet et al. (2018), Fernandes e Heinemann (2009), Svoboda e Fuchs (2017) e Zargar et al. (2011), que reúnem e trazem uma revisão comparativa entre vários indicadores. Segundo Stefan (2008), durante o século XX foram desenvolvidos vários indicadores de seca, que podem ultrapassar os 150, número este que tende a aumentar com a tendência de especializá-los de acordo com os impactes e as regiões de aplicação. Dentre os mais utilizados e difundidos, que são objeto de estudo deste trabalho, estão o SPI – *Standardized Precipitation Index* e o AI – *Aridity Index*.

#### 2.4.3.1. Índice de Precipitação Padronizada - *Standardized Precipitation Index (SPI)*

Proposto por McKee et al. em 1993, o SPI é um dos indicadores mais utilizados para detecção de secas meteorológicas. Devido à sua ampla aplicabilidade espacial e temporal e a capacidade em fornecer avisos prévios para tomada de decisões, a WMO (*World Meteorological Organization*) recomenda e disponibiliza informações sobre o SPI aos países para auxiliar nas estratégias de monitorização e previsão de secas meteorológicas (Hayes et al., 2011).

O SPI requer apenas a precipitação como dado de entrada para o seu cálculo, que por sua vez pode ser realizado para diferentes escalas de tempo: três, seis, doze, vinte e quatro e quarenta e oito meses. Essa é uma das vantagens desse indicador quando comparado aos demais, pois permite a monitorização dos diferentes tipos de secas. Foi constatado por McKee et al. (1993) que quanto maior a escala temporal aplicada à seu cálculo, mais lenta é a resposta do SPI às variações de precipitações, uma vez que as secas

passam a ter maiores durações ao passo que o número de eventos diminui. Análise semelhante foi realizada por Vicente-Serrano e López-Moreno (2005) e Tirivarombo et al. (2018), que também evidenciaram a melhor resposta do SPI para curtas escalas temporais.

O SPI ajusta os dados de uma série histórica de precipitação por meio de uma distribuição de probabilidade gama, que a seguir é transformada para uma distribuição gaussiana. Devido à essa normalização, o indicador responde para climas secos e húmidos, como pode ser observado na Tabela 1. A precipitação média é expressa pelo valor nulo, sendo que valores positivos correspondem a precipitações acima da média, enquanto os negativos representam as precipitações menores e, portanto, os períodos de seca. Os eventos de seca iniciam com valores menores ou iguais a -1 e avançam até atingir o valor de 0, quando é considerado o seu término (McKee et al., 1993; Svoboda e Fuchs, 2017).

Tabela 1. Classificação do Índice de Precipitação Padronizada – SPI.

Valores do SPI	Categoria do evento	Probabilidade de ocorrência (%)
≥2.00	Chuva extrema	2.3
1.50 a 1.99	Chuva severa	4.4
1.00 a 1.49	Chuva moderada	9.2
0.99 a 0.50	Chuva fraca	15.0
0.49 a -0.49	Normal	19.1
-0.50 a -0.99	Seca fraca	15.0
-1.00 a -1.49	Seca moderada	9.2
-1.50 a -1.99	Seca severa	4.4
≤ -2.00	Seca extrema	2.3

Fonte: adaptado de Fernandes e Heinemann (2009) e IPMA (2018).

Dentre as vantagens do uso desse indicador estão a precipitação como única variável de entrada, as diferentes escalas de tempo e a aplicabilidade para todos os regimes climáticos, fato que permite que comparações entre regiões muito distintas sejam efetuadas (Svoboda e Fuchs, 2017).

A não consideração de outros elementos do balanço hídrico, como temperatura, humidade, radiação solar, apresentam-se como desvantagem quando se comparam regiões com valores semelhantes de SPI, porém com temperaturas muito distintas. Em adição, Tsakiris e Vangelis (2005) afirmam por meio de análises que a omissão da evapotranspiração resulta em uma severidade subestimada da seca.

Vários programas e roteiros para seu cálculo foram desenvolvidos e estão disponíveis de formas gratuita na internet, sendo importante verificar a integridade e consistência desses algoritmos. No endereço on-line da Universidade de Nebraska é possível encontrar uma versão desenvolvida pelo NDMC - *National Drought Mitigation Center*, assim como manuais.

#### 2.4.3.2. Índice de Aridez – Aridity Index (AI)

Segundo Tsakiris e Vangelis (2005), os parâmetros mais importantes para avaliar o grau de severidade da seca são a precipitação, a evaporação potencial e as características do solo e da cobertura vegetal. Visto que a ocorrência da aridez está relacionada a comparação efetuada entre a demanda de água climática, representada pela evapotranspiração potencial e a precipitação, um clima é dito árido quando os valores de evapotranspiração são superiores aos de precipitação.

Um dos métodos de natureza estritamente climática utilizado para apurar o grau de aridez é o Índice de Aridez, desenvolvido inicialmente por Thornthwaite em 1948. O seu cômputo é a razão entre a precipitação (P) e a Evapotranspiração de Cultura de Referência ( $ET_0$ ), demonstrado pela equação abaixo. O cálculo pode ser realizado para escalas diárias, mensais e anuais.

$$AI = \frac{P}{ET_0}$$

A Evapotranspiração de Cultura de Referência ( $ET_0$ ) é um elemento macro meteorológico, assim como a precipitação, e de forma comum, diz-se que são fenômenos opostos. A  $ET_0$  representa a quantidade de água teórica necessária para atender à necessidade de água da cobertura vegetal, que evapora, ou seja, é perdida pela superfície para a atmosfera por meio da única fonte disponível, a radiação solar. O seu cálculo é mais complexo, baseada em estimativas por meio de fórmulas, pois depende das variáveis de temperatura, humidade do ar, radiação solar e velocidade do vento.

Diversos métodos para estimar a  $ET_0$  foram desenvolvidos, dentre os quais é possível destacar o de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) e uma adaptação do método desenvolvido originalmente por Penman (Penman, 1948), conhecida como Penman-

Monteith (Allen, 2005). O método de Thornthwaite é uma forma analítica e tem como variável independente apenas a temperatura média mensal do ar. Considera uma condição padrão de um mês com 30 dias e de 12 horas de brilho solar, cujo valor médio é aproximado em função da latitude local, frequentemente representado pelo 15º dia do mês. O método de Thornthwaite funciona melhor para climas húmidos e temperaturas médias superiores positivas. Em climas secos a evapotranspiração é subestimada e quando temperaturas negativas são introduzidas ao método a estimativa não é alcançada, um dos erros inerentes à metodologia (Camargo e Camargo, 2000).

Penman (1948), por sua vez, desenvolveu um modelo sintético com um termo aerodinâmico na equação geral, que utiliza o déficit de saturação do ar para estimar a evaporação potencial em superfície natural de água. O método inicial era de difícil resolução e, portanto, foi objeto de estudos posteriores que agregaram avanços e melhorias.

A adaptação mais utilizada atualmente é o método de Penman – Monteith, considerado padrão pela FAO para estimar a  $ET_0$  (Allen et al., 1998). O seu cálculo requer dados de temperatura do ar, velocidade do vento a 2 m de altura, humidade relativa do ar e do saldo de radiação. São parâmetros cujas informações nem sempre estão disponíveis, havendo a necessidade de realizar estimativas para uma ou mais variáveis, como as descritas por Allen et al. (1998) e Conceição (2006), por exemplo.

A Tabela 2 representa a faixa de valores de AI associados às respectivas metodologias utilizadas para estimar a  $ET_0$ .

Tabela 2. Intervalo de Índice de Aridez e sua respectiva categoria climática.

<b>Categoria climática</b>	<b>AI (<math>ET_0</math> método de Penman) UNESCO (1979) e FAO</b>	<b>AI (<math>ET_0</math> método de Thornthwaite) Cherlet et al. (2018)</b>
Hiper árido	<0.03	<0.05
Árido	0.03 - 0.20	0.05 - 0.20
Semi árido	0.20 - 0.50	0.20 - 0.50
Sub húmido	0.50 - 0.75	0.50 - 0.65
Húmido	>0.75	>0.65

Fonte: adaptado de Tsakiris e Vangelis (2005).

A terceira edição do WAD – *World Atlas Desertification*, traz um panorama preocupante da distribuição de áreas secas para o período compreendido entre 1981 – 2010 com base no Índice de Aridez. Nesse estudo, aproximadamente 40% da superfície

terrestre global encontra-se em alguma das categorias climáticas de secura: hiper árido, árido, semiárido ou sub húmido seco.

#### 2.4.4. Monitorização da seca

A monitorização e a capacidade precoce de previsão de eventos de seca são extremamente importantes para a tomada de decisões e o planeamento atempado de ações mitigatórias dos seus efeitos tanto para o nível agrícola, socioeconómico e da gestão dos recursos hídricos (Pires e Pereira, 2015). No contexto mundial, o Sistema Global de Informações sobre a Seca (<https://www.drought.gov/gdm/>) é um esforço internacional, que reúne as principais iniciativas do globo relacionadas ao fenómeno da seca.

A WMO destaca na Declaração de Lincoln a importância dos sistemas de aviso prévio de secas, os DEWS (*Droughts Early Warning Systems*), que devem essencialmente conter como elementos a previsão e o sistema de detecção precoce para que a monitorização e a tomada de decisões sejam possíveis. Quando se alarga o tempo de previsão, a incerteza é de igual forma aumentada. O estudo dos impactes da seca também é importante para que os aspectos mais suscetíveis sejam compreendidos e assim, as estratégias e ações de mitigação da seca, direcionadas (Hayes et al., 2011).

#### 2.4.5. Escalas de tempo para monitorização

A confiabilidade dos resultados dos indicadores está associada à adoção do correto intervalo de tempo no contexto em que são aplicados. Com o propósito de identificar as melhores escalas para a monitorização dos diferentes tipos de secas, Blain e Brunini (2007) analisaram médias mensais e decendiais (dez dias) de precipitação para a monitorização de secas agrícolas e meteorológicas no estado de São Paulo, com aplicação dos índices PDSI (*Palmer Drought Severity Index*) e SPI para a seca meteorológica e o Índice Padronizado de Evapotranspiração Real – IPER para a seca agrícola. A correlação obtida para os valores decendiais para SPI e PDSI foram extremamente baixas, menores do 5% e 10%. Os autores afirmam que enquanto o estudo das implicações meteorológicas é restrito a escalas temporais maiores ou iguais à mensal, devido à grande variabilidade temporal da precipitação que dificulta o estabelecimento de um nível consistente em

curtos intervalos de tempo, é recomendado que a seca agrícola seja avaliada na escala decenal com base em elementos ligados diretamente à evapotranspiração real das culturas, para que uma deficiência no suprimento hídrico das culturas seja detectada.

De modo semelhante, Pires e Pereira (2015) trazem uma revisão sobre a previsibilidade de secas. Consideram a seca como fenómeno extremo particular do sistema climático e afirmam que a simulação de secas e a sua previsão exige a utilização de modelos climáticos *state-of-the-art* e por isso são limitados a previsão de longo-prazo (mensal, sazonal e anual) e climática, independentemente do esquema preditivo de seca usado, quer este tenha por base física ou empírico-estocástica. A qualidade das previsões de seca é limitada, portanto, pelas próprias instabilidades dinâmicas do sistema climático.

#### 2.4.6. Monitorização da Seca em Portugal

Relativo ao fenómeno da seca e desertificação em Portugal, alguns programas de monitorização foram e continuam sendo desenvolvidos devido à susceptibilidade que determinadas áreas possuem, como o NE transmontano (Figueiredo et al., 2015a).

Perante as propostas da UNCCD, um dos avanços mais importantes para o país foi a criação do PANCD – Programa de Ação Nacional de Combate à Desertificação - no ano de 1999 e sua revisão e atualização em 2014, com acompanhamento atual do ICNF – Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas. Trata-se de um instrumento de planeamento estratégico integrador, com objetivo de promoção da melhoria das condições de vida das populações das áreas suscetíveis e da gestão sustentável dos ecossistemas dessas áreas e a recuperação das áreas afetadas, bem como gerar benefícios globais e potenciar sinergias com os processos das alterações climáticas e da biodiversidade nas áreas suscetíveis, além de mobilizar recursos para a implementação do programa e da Convenção de Combate à Desertificação no geral (Despacho n.º 78/2014, 2014).

O programa desenvolveu em seu âmbito material de apoio com cartas de Suscetibilidade à Desertificação e Carência de Regadio para a normal climatológica de 1980-2010, Suscetibilidade dos solos à desertificação e crescimento populacional por freguesia do período compreendido entre 2001 e 2011. As informações são disponibilizadas no sítio <http://www2.icnf.pt/portal/pn/biodiversidade/ei/unccd->

PT/pancd/o-pancd-2014-2020/cartografia-apoio-pdr2020 e podem ser descarregadas. Para a obtenção do Índice de Aridez deste estudo foi utilizado, no cálculo da  $ET_0$ , o método de Penman-Monteith.

O IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera, institucionalizou a monitorização de secas para Portugal Continental com base em dados de precipitação e temperaturas de sua rede de estações. O índice que vem sendo utilizado é o PDSI, embora já esteja aplicando o SPI em estudos internos e projetos de investigação, em complemento ao índice já em uso, conforme recomendação da WMO. Na plataforma online do Instituto é possível consultar mapas de distribuição espacial de secas para ambos os índices. Em adição, são editados pelo IPMA, com periodicidade mensal, o Boletim Climatológico, que contém informações relativas à monitorização de secas através do PDSI (IPMA, 2018).

No âmbito da seca hidrológica, o SNIRH - Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos, disponibiliza boletins de precipitação mensal e acumulada, além de avaliações estatísticas das situações excepcionais desde o ano de 1980 para as estações meteorológicas do país. Os fenómenos extremos de seca e inundação também são acompanhados. Para a seca, além dos dados de precipitação, é possível acessar informações relativas ao escoamento das bacias hidrográficas, ao armazenamento de 54 albufeiras e a temperatura. Os níveis dos aquíferos podem ser analisados por meio de leituras dos sistemas de piezómetros de Algarve, Alentejo, Lisboa e Vale do Tejo e Centro (SNIRH, 2018).

O Programa de Vigilância e Alerta de Secas, desenvolvido na Direcção dos Serviços de Recursos Hídricos do Instituto Nacional da Água entre 1995 e 1998, emitiu boletins de avaliação dos anos hidrológicos de 1998/99; 2004/05, sendo que o último boletim de acompanhamento de seca emitido foi em 2005/2006. Esses documentos apresentam a identificação de períodos de escassez de água com carácter de longa duração (seca hidrológica), acompanhamento e simulação de cenários de evolução de secas, com enfoque na análise das precipitações, escoamento, reservas subterrâneas e armazenamento em albufeiras. O principal objetivo do estudo da severidade das secas hidrológicas é auxiliar na tomada de decisão da Comissão de Gestão de Albufeiras, de forma a evitar situações críticas no abastecimento de água.

#### 2.4.7. Monitorização por satélites

O sensoriamento remoto é uma ferramenta prática, eficiente e econômica, que pode ser aplicada em grandes áreas e até mesmo naquelas de difícil acesso, com a finalidade de avaliação e monitorização de muitos processos, incluindo as mudanças climáticas e a degradação dos solos (Barbosa, 1998; Saito, 2015; UNCCD, 2016). As geotecnologias, com uma gama de sensores e plataformas orbitais, disponibilizam produtos e informações de diferentes resoluções espaciais e temporais, que permitem uma abordagem multitemporal, multiescalar e multissensor. O processamento é realizado por meio de SIGs - Sistemas de Informação Geográfica, os quais podem ser direcionados de acordo com a finalidade dos estudos.

Segundo Albalawi e Kumar (2013), os dados do sensoriamento remoto e SIG são essenciais para a extração de informações e dados primários relacionadas às mudanças de cobertura vegetal, uso da terra e do solo, que podem ser utilizados para detectar, avaliar e monitorizar os processos de degradação do solo. No âmbito do fenómeno da seca e desertificação, estudos vem sendo realizados com uso de produtos do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo dos satélites da série NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), e dos satélites MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) da NASA, e o SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) da ESA – Agência Espacial Europeia, como os de Barbosa (1998), Park et al. (2008), Saito (2015), Bai et al. (2017) e Sánchez et al. (2018), por exemplo.

Dos produtos obtidos por diferentes satélites, é possível extrair alguns índices que podem ser utilizados para a identificação, estudo e acompanhamento dos indicadores chave e, conseqüentemente, de áreas susceptíveis à seca e à desertificação. Os índices de vegetação, que trazem uma resposta às mudanças da cobertura vegetal, bem como outros relacionados a humidade do solo, vem sendo comumente utilizados para a monitorização desses processos. Nesse contexto, o NDVI – Normalized Difference Vegetation Index, NDWI – Normalized Difference Water Index, o SVI – Standardized Vegetation Index, o VCI – Vegetation Condition Index e o RUE – Rain-Use Efficiency, são alguns dos índices mais difundidos (Albalawi e Kumar, 2013; UNCCD, 2016). A UNCCD (2016) incentiva o uso e a sua incorporação como estratégia para reforçar os DEWS.

A ESA, em colaboração com a UNCCD, tem desenvolvido ao longo dos últimos anos serviços de informação baseados nas tecnologias de observação da Terra via satélite. Uma das iniciativas da agência é o programa Copernicus, que consiste no desenvolvimento de uma série de missões de observação da Terra (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions>), sendo que cada uma delas se concentra num aspeto distinto. Dentre os 6 componentes da missão, destaca-se aqui o SENTINEL - 1, composto por dois satélites que orbitam noite e dia, equipados com sensores do tipo radar, o que permite que as imagens sejam obtidas independentemente do clima. Um importante parâmetro para a avaliação do risco de secas fornecido por este satélite é a humidade do solo, uma vez que é um indicador de escassez de água e de estresse hídrico.

Voltado para este contexto, outro projeto desenvolvido pela ESA CCI, intitulado Soil Moisture (SM), vem se destacando. Há algum tempo os produtos deste projeto, especificamente imagens de satélite com um historial compilado de informações de humidade de solo com resolução temporal diária, vem sendo testadas, validadas e utilizadas com uma crescente frequência em distintos estudos mundialmente, uma vez que possuem cobertura global. Dorigo et al. (2017) fizeram uma revisão dos trabalhos já publicados que fazem uso dos produtos SM ESA CCI e o número surpreende, assim como as aplicações, que estão aquém das questões relacionadas à variação e mudança climática, compreendendo também assuntos como as interações com a atmosfera terrestre, ciclos biogeoquímicos globais e ecologia.

Apesar das vantagens e do seu crescente uso, é válido ressaltar que as técnicas de sensoriamento remoto não podem substituir a utilização dos dados de campo em sua totalidade. Pelo contrário, os dados coletados e a detecção remota devem ser complementares, uma vez que o confronto de informações pode ser estabelecido, fato que agrega confiabilidade às constatações (Albalawi e Kumar, 2013). De igual modo, a cartografia revela-se como uma extrapolação e serve como suporte aos dados climáticos, que são normalmente pontuais, provenientes de estações meteorológicas.

## 2.5. ARIDEZ, EROSÃO E RISCO DE DEGRADAÇÃO DOS SOLOS NO NE DE PORTUGAL

Dentre os fatores de formação do solo, o relevo é um dos mais relevantes, pois a inconstância geomorfológica da região nordeste (NE) pode ser associada aos mecanismos de erosão hídrica. Esta, por sua vez, aumenta a pedregosidade da superfície devido ao escoamento superficial, ao mesmo tempo em que reduz a espessura dos solos, pelo escoamento laminar (Figueiredo, 2001). A inclinação do terreno está associada de forma inversamente proporcional à infiltração, uma vez que quanto maior a declividade do terreno, maior será a velocidade do escoamento superficial e, por conseguinte, menores serão as taxas de infiltração de água (Evelpidou et al., 2013).

Um maior escoamento implica em maior erosão, assim como maiores as perdas de matéria orgânica. Ambos os fenômenos tendem a reduzir a espessura dos solos e por consequência a sua capacidade para armazenar água e nutrientes, o que pode afetar a resiliência e a resistência da vegetação, seja natural ou cultivada, a fenômenos extremos como secas prolongadas. A concentração das precipitações nos climas áridos faz com que uma erosividade mais expressiva esteja associada a estes eventos e, a característica de menores teores de matéria orgânica nos solos das zonas em condições de aridez acarreta em maiores erodibilidades. A perda de biomassa e cobertura elevam o risco de degradação dos solos e, por retroação positiva, maior a suscetibilidade a desertificação, pois o ciclo tende a agravar a erosão e perda de material orgânico, devido ao aumento das condições áridas (Alexandre, 2015; Morgan, 2005).

As distribuições percentuais das áreas cartografadas do NE de Portugal em risco de degradação na Figura 3(a) revelam que 38% dos solos estão degradados, sendo que pouco menos da metade apresentam risco de degradação severa e máxima. Na Figura 3(b) estas classes de degradação são associadas as classes de suscetibilidade a desertificação do AI. É notável que os solos degradados pertencem a categoria de suscetibilidade muito elevada, com 70% de área. Esta estimativa, realizada por Figueiredo et al. (2015b), revela ainda que aproximadamente 1/3 da superfície desta classe de AI é coberta por solos que estão associados ao grau máximo de degradação.

O risco da degradação pode ser incrementado em decorrência do risco iminente de incêndios que assola a região. No distrito de Bragança, que agrega a maior área da

região demarcada do Nordeste, Figueiredo et al. (2014) aproximam o perigo de incêndio em elevado e muito elevado em 62% da área.

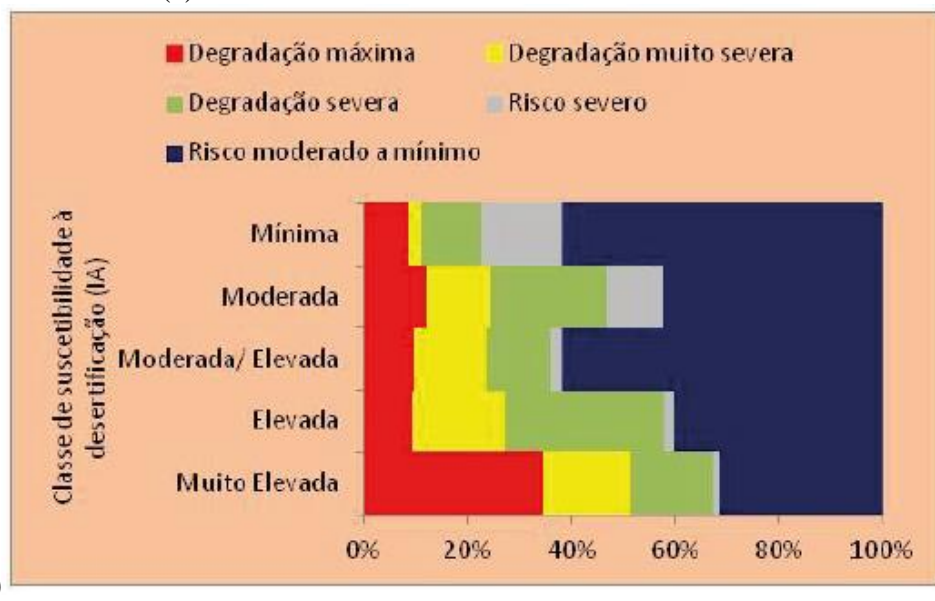
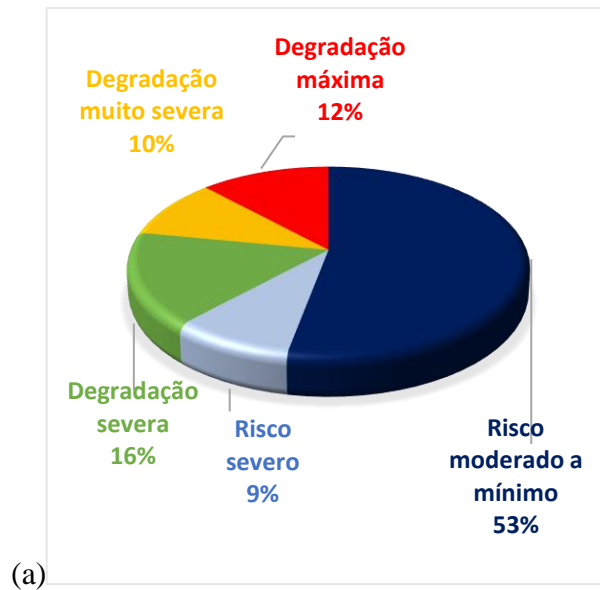


Figura 3. Distribuição da área (%) das classes de grau e risco de degradação dos solos (a) e do grau e risco de degradação dos solos por classe de suscetibilidade à desertificação (AI) (b) no NE de Portugal. Fonte: adaptado de Figueiredo et al. (2015c).

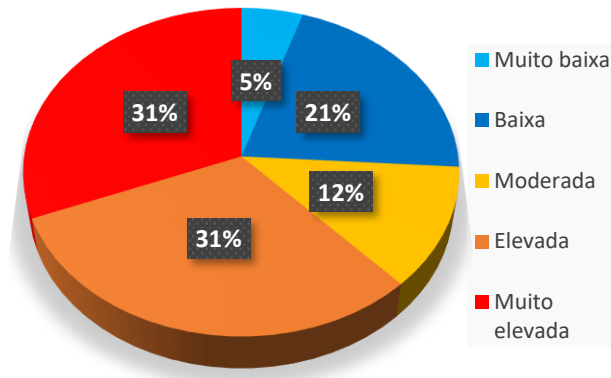


Figura 4. Distribuição da área superficial (%) de perigo de incêndio no Distrito de Bragança.  
 Fonte: adaptado de Figueiredo et al. (2014).

Grande parte do NE de Portugal apresenta condições favoráveis aos processos de erosão, desertificação e incêndios, estando assim uma extensa área da região sujeita a degradação do solo (Figueiredo et al., 2014; Fonseca et al., 2017). Devido à sua topografia, maioritariamente montanhosa, e ao seu clima mediterrâneo, associado ao uso da terra e aos modelos de gestão de matos e florestas nas áreas não agrícolas, estão intrinsecamente relacionadas ao elevado potencial de perigo de incêndios, que constituem, por sua vez, uma ameaça de degradação dos solos, com a exposição dos mesmos aos processos erosivos (Figueiredo et al. 2015a). A vulnerabilidade do território é demonstrada também pelos autores (Alves, 2018; Cavalli, 2017; Fonseca et al., 2017; Lima, 2016; Morais, 2019) e outros, além dos já citados.

### **CAPÍTULO III – Exercício de caracterização das condições de seca e aridez e a sua relação com a suscetibilidade do território**

#### **3. CARACTERIZAÇÃO DE PERÍODOS DE SECA, ARIDEZ E EROSÃO NO NE DE PORTUGAL**

A abordagem deste capítulo é direcionada para a compatibilização das classificações climáticas existentes para a região NE Transmontana de Portugal, com enfoque na importância e distribuição das zonas mais secas, bem como na análise da correspondência existente entre elas. Na ocasião, é realizado um esforço no sentido de associar a condição de seca e aridez aos processos de degradação do solo, nomeadamente os erosivos. Ao decorrer da seção, são elencados os aspectos que evidenciam estes vínculos entre o caráter árido e a suscetibilidade à degradação do solo.

Primeiramente, é realizada uma contextualização da área de estudo, definindo seus limites e peculiaridades quanto ao clima e relevo. Na sequência, são apresentados os materiais, a metodologia e os procedimentos adotados no desenvolvimento do exercício de caracterização. A análise de tendências é aqui incluída, a qual recorreu ao uso de ferramentas e fontes distintas no propósito de identificar os atributos em comum.

##### **3.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo compreende o NE Transmontano de Portugal, cujos limites foram definidos na Carta de Solos do Nordeste de Portugal (Agroconsultores e Coba, 1991). A região engloba toda a área do distrito de Bragança, grande parte do distrito de Vila Real e alguns conselhos dos distritos de Viseu e Guarda (Figura 5), com uma extensão aproximada de 1.309 mil ha.

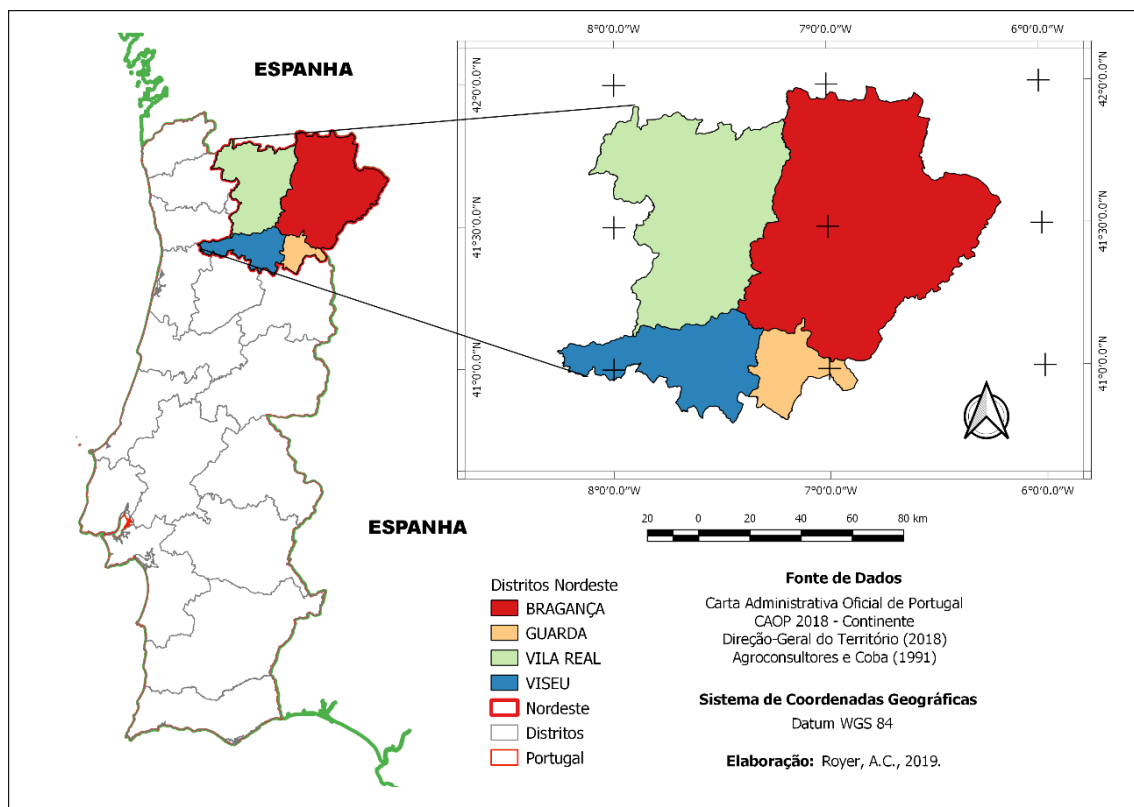


Figura 5. Mapa de localização e divisão administrativa da área de estudo.

### 3.2. CLIMA E RELEVO DA ÁREA DE ESTUDO

O clima predominante de Trás-os-Montes é o mediterrâneo, com temperatura média anual de 12°C e precipitação média anual de 740 mm, concentrada entre outubro e março (INMG, 1991).

Com base nas informações do Portal do IPMA (2019), em função das normais climatológicas do período de 1971-2000, verificam-se duas categorias de clima para a região NE de Portugal, de acordo com a classificação de Köppen-Geiger. O clima é Temperado, do tipo C, com as estações de verão e inverno bem definidas, subtipo Cs, correspondente ao clima temperado com chuvas no inverno e verão seco, apresentando as seguintes variedades:

- Csa: clima temperado com verão quente e seco, cuja temperatura média do ar no mês mais quente supera os 22°C. Características das regiões interiores do vale do Douro (parte do distrito de Bragança), bem como nos locais a sul da cadeia de montanhas Montejunto-Estrela.

- Csb: clima temperado com verão seco e suave, cuja temperatura média do ar no mês mais quente é inferior a 22°C e temperaturas médias do ar nos 4 meses mais quentes é maior que 10°C. Ocorre predominantemente a norte do sistema montanhoso Montejunto – Estrela.

Grande parte do clima, especialmente o regime de precipitações da região, pode ser explicado pela morfologia da paisagem (Figura 6). A presença das serras evidenciadas atribui nome à região: Trás-os-Montes. As correntes húmidas vindas do atlântico ao avançar para o interior do território, encontram uma barreira orográfica composta por várias serras, nomeadamente as serras do Marão, Alvão e do Gerês, o que faz com que as precipitações sejam menos pronunciadas no extremo leste, predominando na maior parte a categoria Csb, regiões subhúmidas secas e semiáridas. Na parte sul da região NE, situa-se o vale do rio Douro.

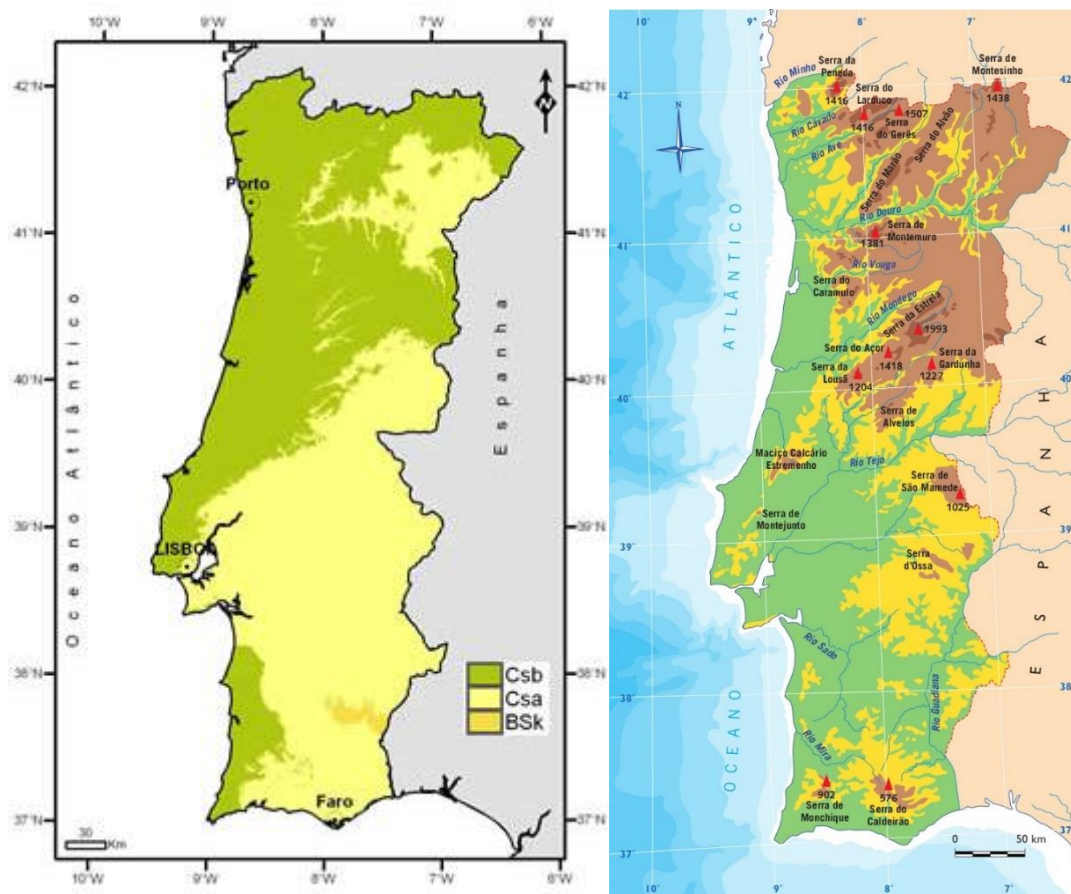


Figura 6. Classificação Climática de Köppen (direita) e Relevo de Portugal Continental (esquerda) com os picos em evidência.  
Fonte: IPMA, 2019.

### 3.3. METODOLOGIA PARA A CARACTERIZAÇÃO DE SECA E EROSÃO NO NE DE PORTUGAL

As classificações climáticas são ferramentas de valioso auxílio na caracterização de secas, na previsão e a avaliação da suscetibilidade do território, em conjunto com outros instrumentos. Para além do sistema de Köppen-Geiger, existem para a zona de estudo as classificações por zonas de domínios climáticos proposta por Agroconsultores e Coba (1991) na Carta de Solos e as categorias do Índice de Aridez (PANCD, 2011).

A classificação climática da região proposta por Agroconsultores e Coba na década de 90 (ANEXO I) em continuidade aos trabalhos de Gonçalves (1985), leva em consideração a altitude, a temperatura média anual e a precipitação média anual (Agroconsultores e Coba, 1991; Figueiredo, Ribeiro, Ribeiro e Fernandes, 2010) As zonas climáticas resultam da combinação desses fatores, representados por uma letra e um número Tabela 3. Por exemplo, um local com sigla Q4, faz menção a terra quente com temperatura igual ou superior à 14°C e precipitação média anual entre 600 e 800 mm.

Tabela 3. Classificação das Zonas Climáticas do NE de Portugal

Temperatura média anual (T)		Precipitação média anual (P)	
A	Terra Fria de Alta Montanha, com $T \leq 9^{\circ}\text{C}$	1	$P > 1200 \text{ mm}$
M	Terra Fria de Montanha, com $T > 9^{\circ}\text{C}$ e $T \leq 10^{\circ}\text{C}$	2	$1000 < P < 1200 \text{ mm}$
F	Terra Fria de Planalto, com $T > 10^{\circ}\text{C}$ e $T \leq 12,5^{\circ}\text{C}$	3	$800 < P < 1000 \text{ mm}$
T	Terra de Transição, com $T > 12,5^{\circ}\text{C}$ e $T \leq 14^{\circ}\text{C}$	4	$600 < P < 800 \text{ mm}$
Q	Terra Quente, com $T \geq 14^{\circ}\text{C}$	5	$P < 600 \text{ mm}$

Fonte: adaptado de Agroconsultores e Coba (1991).

As zonas de terra quente, terra de transição e terra fria correspondem, respectivamente, ao semiárido, subhúmido seco e subhúmido chuvoso. Estas últimas denominações, por sua vez, equivalem as classes do Índice de Aridez e correspondem às categorias de suscetibilidade de desertificação detalhadas na Tabela 4.

Tabela 4. Classes de Índice de Aridez e respectiva suscetibilidade à Desertificação.

Classe de AI	$P/ET_0$	Classe de Suscetibilidade à Desertificação
<b>Hiperárido</b>	$< 0,05$	
<b>Árido</b>	0,05 a 0,02	
<b>Semiárido</b>	0,2 a 0,5	Elevada
<b>Subhúmido Seco</b>	0,5 a 0,65	Moderada
<b>Subhúmido Chuvoso</b>	0,65 a 1,0	
<b>Húmido</b>	$> 1,0$	Nula

Em função destas duas distintas classificações climáticas, AI e a classificação regional por domínios climáticos, foi realizada a análise da convergência entre elas por meio de tratamento e manipulação estatística das classes de frequência definidas com base na área cartografada, tendo em consideração apenas as categorias de elevada e moderada suscetibilidade à desertificação. A representatividade das áreas foi avaliada segundo o regime térmico e o regime de pluviosidade, sendo que este procedimento foi realizado com auxílio do SIG QGIS versão 3.0 e Excel.

Para complementar as relações, também no QGIS 3.0, foi obtido o mapa de evapotranspiração  $ET_0$  da região NE de Portugal. O método utilizado para o cálculo da evapotranspiração em SIG foi o de Thornthwaite (1948), pelo fato de que requer somente a temperatura média mensal para o seu cômputo, o que permite a sua espacialização. Os metadados foram apanhados da plataforma WorldClim - Version 2.0, que disponibiliza dados climáticos mensais do período 1970-2000, com resoluções que variam de 30 segundos até 10 minutos, em formato raster para uso em SIG, no sítio: <http://worldclim.org/version2>.

A resolução dos dados de temperatura média utilizados foi de 30 segundos, cerca de 1 km<sup>2</sup> por pixel. Após descarregados, os dados foram reprojatados do sistema WGS 84 para UTM ZONA 29 N, com o mesmo datum WGS 84, de forma a possibilitar as operações com a calculadora Raster. A obtenção da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) seguiu uma rotina de cálculos que pode ser consultada no (ANEXO II).







Em paralelo a caracterização climática, são componentes deste capítulo, ainda, uma revisão de literatura com esforço em reunir, compilar e agregar as informações pertinentes ao assunto dos aspectos que evidenciam a condição árida e a sua relação com a suscetibilidade do território. Evidências e principais resultados de alguns estudos são apresentados em síntese para reforçar o vínculo pressuposto.

A análise de tendências foi realizada pelo Índice de Precipitação Padronizada com auxílio do *software SPI Generator*, versão 4.0, disponibilizado pela NDMC no endereço <https://drought.unl.edu/droughtmonitoring/SPI/SPIProgram.aspx>. As estações utilizadas para este estudo foram aquelas definidas como referência por Figueiredo e Gonçalves (1990), sendo Vinhais (41.8279°N; -6.9938°W), Alfândega da Fé (41.34°N; -6.966°W), Macedo de Cavaleiros (41.5329°N; -6.9586°W), Malhadas (41.5374°N; -6.3264°W), Carviçais (41.179°N; -6.89°W) e Montezinho (41.932°N; -6.785°W) aquelas cuja série

de dados de precipitação estava disponível na rede meteorológica do SNIRH, disponível na base de dados de monitorização do site da instituição. As escalas temporais de SPI foram ajustadas para 1, 3 e 6 meses, e foram obtidas para as normais climatológicas 1931-1960, 1951-1980 e 1971-2000, conforme a existência de dados para a estação.

A avaliação das tendências foi realizada para as décadas de sobreposição das normais climatológicas, ou seja, para uma mesma estação, foram confrontados os resultados de SPI das décadas coincidentes 1951-1960 (120 meses) obtidos a partir de dois conjuntos de dados de entrada distintos, as precipitações da normal de 1931-1960 e 1951-1980. O mesmo foi aplicado para a década coincidente 1971-1980, neste caso, fornecendo como dados de entrada a série de precipitações mensais da normal 1951-1980 e 1971-2000, para as estações nas quais continham dados para este último período. Os valores de SPI obtidos foram classificados de acordo com os valores da Tabela 5, e a correlação entre as duas séries para cada SPI 1 do período coincidente estabelecida por regressão linear.

Tabela 5. Classes de SPI e respectiva categoria de classificação.

<b>Valor</b>	<b>Legenda</b>	<b>Categoria</b>
> 2.0		extremamente húmido
1.5 a 1.99		muito húmido
1.0 a 1.49		moderadamente húmido
-0.99 a 0.99		Normal
-1.0 a -1.49		moderadamente seco
-1.5 a -1.99		severamente seco
< -2.0		extremamente seco

De forma paralela as avaliações propostas anteriormente, o comportamento da erosividade das precipitações ao longo dos anos é objeto de estudo, especificamente, a evolução da relação entre a precipitação máxima diária (P<sub>máx</sub>, mm) e a precipitação anual (Panual, mm) médias extraídas da normal climatológica 1931-1960 (Serviço Meteorológico Nacional, 1970) e do período 1971-2000 (IPMA, 2019).

#### 3.4. RESULTADOS DO EXERCÍCIO DE CARACTERIZAÇÃO DA SECA E EROSÃO NO NE DE PORTUGAL

### 3.4.1. Classificações climáticas e sua convergência

Os resultados da correspondência realizada entre a carta do Índice de Aridez (Figura 7) e as Zonas Climáticas (ANEXO I) da área do NE de Portugal demonstram, em geral, uma significativa relação. Dentre as categorias do AI, são verificadas na região Nordeste apenas as classes do semiárido, subhúmido seco, subhúmido chuvoso e húmido. Sendo o enfoque principal as condições relativas à degradação do solo em função da aridez, as categorias subhúmido chuvoso e húmido foram unidas nesta análise.

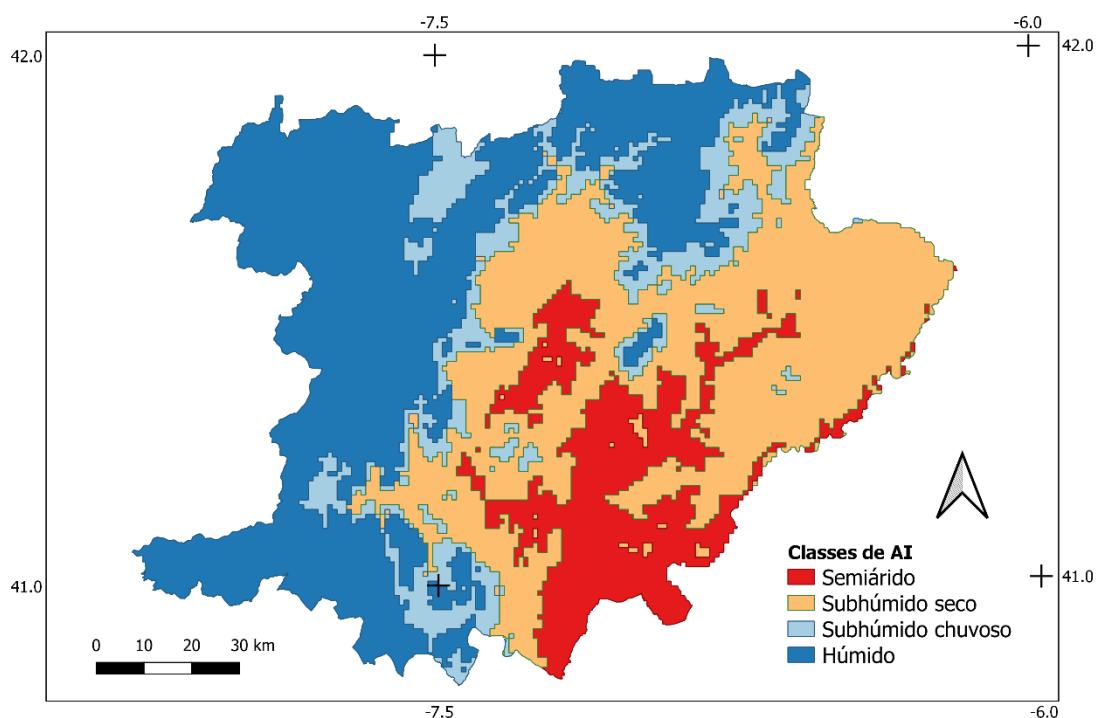


Figura 7. Mapa do Índice de Aridez da região Nordeste de Portugal.

Na abordagem por regimes térmicos, a correspondência é feita pelo % de área em ambas as situações. Na parte superior da Tabela 6, se selecionarmos a categoria semiárido, tem-se 68% de chances de corresponder a uma zona climática de Terra Quente (Q). Se, pelo contrário, na parte inferior, selecionarmos o regime climático de Terra Quente da classificação por zonas climáticas, temos uma representatividade de 52% de Q na classe semiárido do Índice de Aridez.

Nota-se que as zonas de transição são as que possuem maiores distribuições nas classes do AI, ou seja, ao mesmo tempo que existe uma relação de 54% para o subhúmido seco, 29% destas áreas podem ser semiáridas ou subhúmidas chuvosas e húmidas. As zonas térmicas de Alta Montanha (A) e Montanha (M), de maior altitude, possuem nível

de convergência máximo, isto é, são exclusivas da classe de zonas húmidas e subhúmidas chuvosas, que representam a totalidade da superfície de área cartografada.

Tabela 6. Correspondência entre as classes do Índice de Aridez e os regimes térmicos da classificação por zonas climáticas da Carta de Solos de Agroconsultores e Coba (1991)

(% ) Classe AI nos domínios térmicos			
Classe de AI/ Domínio Térmico	Semiárido	Subhúmido seco	Subhúmido chuvoso/húmido
A $\leq 9^{\circ}\text{C}$	0%	0%	4%
$9^{\circ}\text{C} < M \leq 10^{\circ}\text{C}$	0%	0%	9%
$10^{\circ}\text{C} < F \leq 12,5^{\circ}\text{C}$	2%	31%	52%
$12,5^{\circ}\text{C} < T \leq 14^{\circ}\text{C}$	29%	54%	29%
Q $\geq 14^{\circ}\text{C}$	68%	15%	7%

(% ) Domínio térmico nas classes de AI			
A $\leq 9^{\circ}\text{C}$	0%	0%	100%
$9^{\circ}\text{C} < M \leq 10^{\circ}\text{C}$	0%	0%	100%
$10^{\circ}\text{C} < F \leq 12,5^{\circ}\text{C}$	1%	27%	72%
$12,5^{\circ}\text{C} < T \leq 14^{\circ}\text{C}$	11%	48%	41%
Q $\geq 14^{\circ}\text{C}$	52%	28%	20%

Com outro ponto de vista, estabeleceu-se a convergência entre as classes de AI e os regimes pluviométricos médios anuais. Para esta abordagem, foi necessário a segregação em grupos e, portanto, a adoção de critérios. Todas as zonas de Terra Quente que possuíam Q e regime pluviométrico 5 ( $P < 600$  mm) foram englobadas em um grupo, representado pela sigla “C”. As regiões que apresentam regimes de precipitação 1 ( $P > 1200$  mm), 2 ( $1000 < P < 1200$  mm) e 3 ( $800 < P < 1000$  mm) em primeiro nível foram congregadas no grupo “A”. As demais zonas com regime 4 ( $600 < P < 800$  mm) e não englobadas nos outros grupos foram reunidas no conjunto “B”. Os percentuais são apresentados na Tabela 7.

Tabela 7. Correspondência entre as classes do Índice de Aridez e grupos de regime pluviométrico.

% Classes AI nos grupos			
Classes de AI/ Grupos	Semiárido	Subhúmido seco	Subhúmido chuvoso/húmido
A (1, 2 e 3: $800 < P < 1200$ mm)	4%	26%	91%
B (4: $600 < P < 1000$ mm)	25%	62%	8%
C (5: $P < 600$ mm)	71%	11%	1%

% Grupos (regime pluviométrico) nas classes de AI			
A (1, 2 e 3: $800 < P < 1200$ mm)	1%	15%	84%
B (4: $600 < P < 1000$ mm)	12%	73%	15%
C (5: $P < 600$ mm)	70%	27%	2%

Nesta abordagem, as maiores convergências, de 70% e 71%, são entre o grupo C e semiárido e vice-versa. Uma vez que C representa as zonas de Terra Quente com precipitações inferiores a 600 mm, constata-se que a classe do semiárido é muito mais condicionada pelo regime das precipitações do que pelos regimes de temperatura. A classe do semiárido representa as zonas de menor precipitação e ambas as classificações convergem para esta afirmação. Como esperado, o grupo A, que representa as zonas com precipitações superiores aos 800 mm anuais possui elevada correspondência com as classes húmido e subhúmido chuvoso. Já as situações de transição continuam a ter uma dispersão maior entre as classes de AI, um pouco menos pronunciada do que na análise anterior. De maneira geral, as zonas de transição predominam nas zonas com precipitações entre 600 e 800 mm e classificadas como subhúmido seco no Índice de Aridez.

Em adição a análise anterior, há ainda outro argumento pertinente que se aplica a caracterização da região. A espacialização da evapotranspiração é apresentada na Figura 8, em paralelo com o Índice de Aridez. Quando confrontamos ambas, a correspondência é elevada entre as zonas semiáridas com as áreas de maior evapotranspiração. E ainda, as evapotranspirações (mm) correspondentes a esta zona são, inclusive, maiores do que as precipitações médias anuais associadas, com alturas de água inferiores aos 600 mm. Embora a estimativa de  $ET_0$  por Thornthwaite seja diretamente derivada da temperatura, a verdade é que ela é corrigida em função da latitude e, essa dependência permite explicar a melhor convergência entre AI e  $ET_0$  do que AI e o regime térmico.

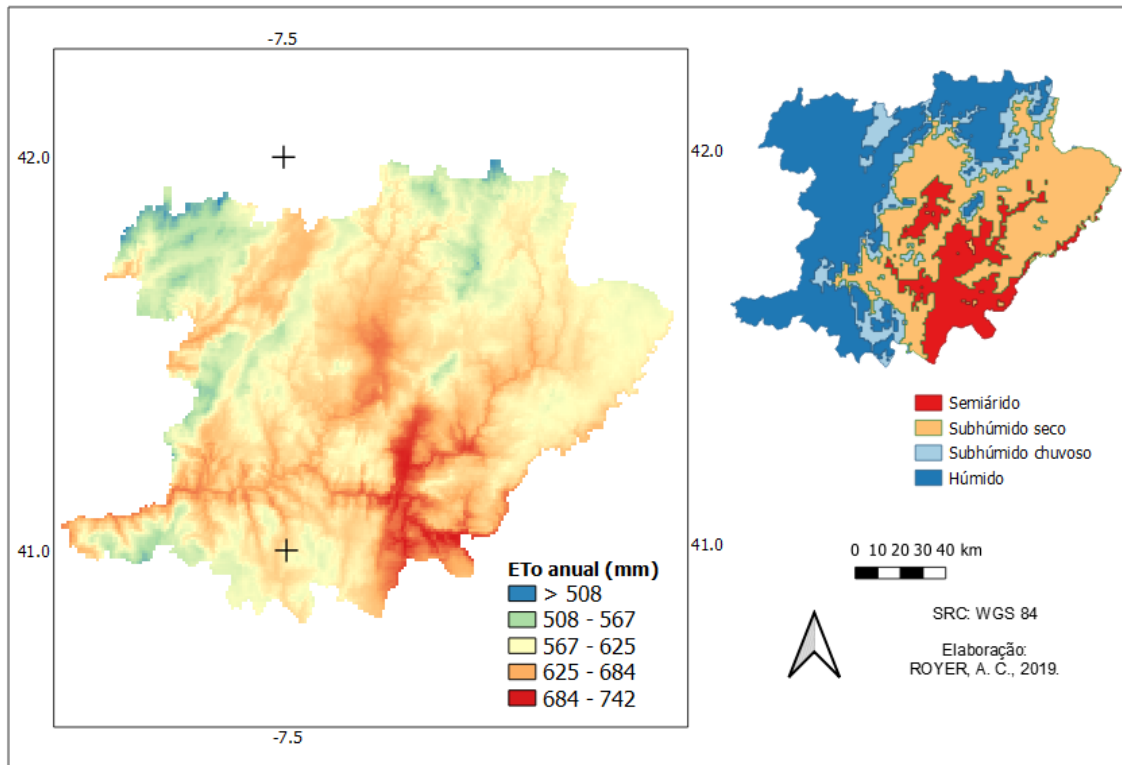


Figura 8. Evapotranspiração da região Nordeste em paralelo com o Índice de Aridez.

### 3.4.2. Clima e erosividade das precipitações em zonas áridas

Cada evento de precipitação está associado a uma determinada energia cinética, que é dependente da intensidade e da altura pluviométrica. Quanto maior a energia cinética de uma chuvada, maior o impacto das gotas de água na superfície, que podem destacar e projetar partículas do solo e, deste modo, maior a sua erosividade (Figueiredo et al., 2015c).

Em Portugal Continental, a variabilidade e a distribuição geográfica das precipitações é expressiva e dependente da diversidade de climas encontradas no território. Daveau (1972) realizou na década de 70 um estudo da distribuição geográfica das chuvas excepcionais, com base no historial de precipitações de estações situadas em diferentes zonas climáticas. Nele, a autora afirma que para Portugal, um evento é considerado excepcionalmente chuvoso quando a precipitação diária ultrapassa 110 mm.

Exercício semelhante foi realizado para as médias de precipitação anual e precipitação máxima diária da Normal Climatológica de 1971-2000, com dados de 14 estações meteorológicas do IPMA, especialmente distribuídas pelo território Continental.

A correlação entre os dois parâmetros pode ser visualizada graficamente na Figura 9. É chamada atenção aqui para três estações, as quais apresentam eventos considerados extremos. Braga possui precipitação máxima diária de 162,5 mm associada à uma pluviosidade média anual de 1.465,7 mm e está localizada em zona de clima húmido, o que faz com que o evento de precipitação intensa e extrema represente pouco menos de 10% da precipitação total anual.

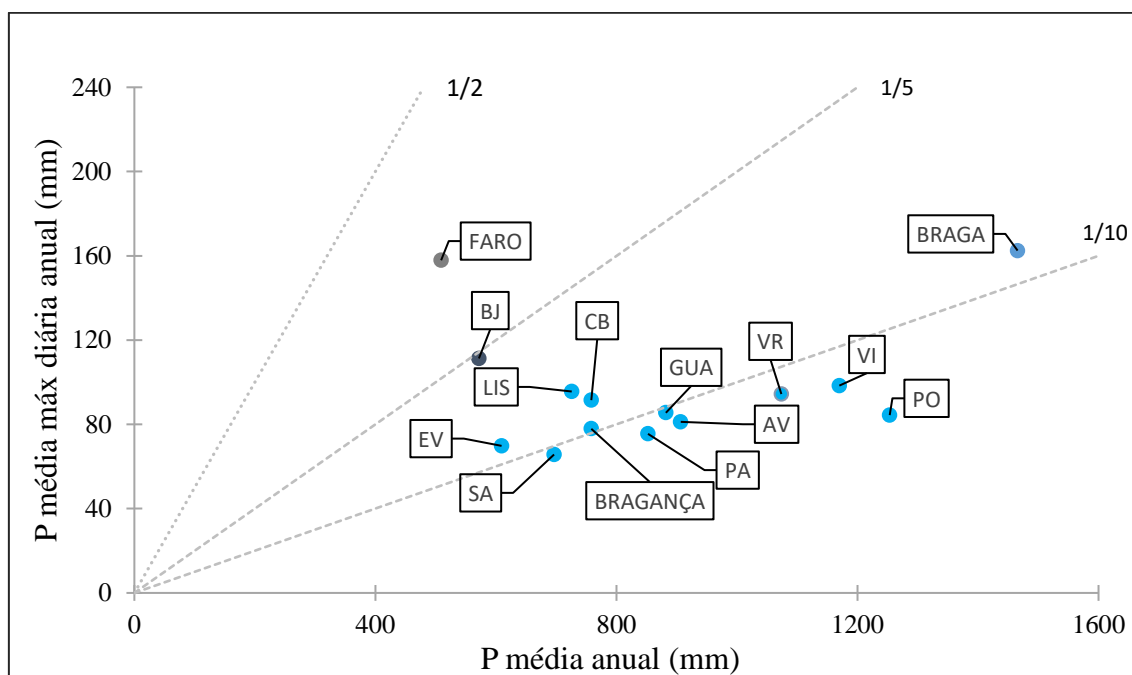


Figura 9. Relação entre Precipitação máxima diária anual e precipitação anual para as médias da Normal 1971-2000 para estações do IPMA selecionadas.

Legenda auxiliar: AV – Aveiro; BJ – Beja; CB – Castelo Branco; EV – Évora; GUA – Guarda; LIS – Lisboa; PA – Portoalegre; PO – Porto; SA – Santarém; VI – Viseu; VR – Vila Real.

Por outro lado, zonas mais áridas como Faro (Algarve) e Beja (Alentejo), apresentam P diárias máximas de 157,9 e 111,3, nesta sequência, enquanto que a respectiva pluviosidade média anual é de 509,1 e 571,8 mm. Ora, a P<sub>máx</sub> nesses casos representa aproximadamente um terço da média anual para Faro e 1/5 para a estação de Beja. Isto é, além da escassez de água ser predominante, as poucas precipitações que caem não são distribuídas, pois em apenas um evento intenso a água precipitada representa mais de 30% do volume total esperado para o ano.

Esse comportamento de alta erosividade das precipitações marcam presença nos climas áridos e semiáridos. Tal característica de eventos extremos justifica a ameaça de degradação do solo pelo fenómeno da erosão hídrica, visto que a erosividade afeta a

intensidade dos processos erosivos. Esta variabilidade pronunciada das precipitações em função da distribuição climática e, portanto, geográfica, também foi evidenciada por Daveau (1972).

No contexto de Trás-os-Montes, a erosividade das precipitações é estimada pelo indicador EI30, equivalente ao Fator R da USLE, nos trabalhos de Figueiredo e Gonçalves (1990) e Figueiredo et al., (2015c). O valor de EI30 médio anual pode ser estimado por meio da multiplicação entre o fator de estimativa e a classe de precipitação média anual (Figura 10).

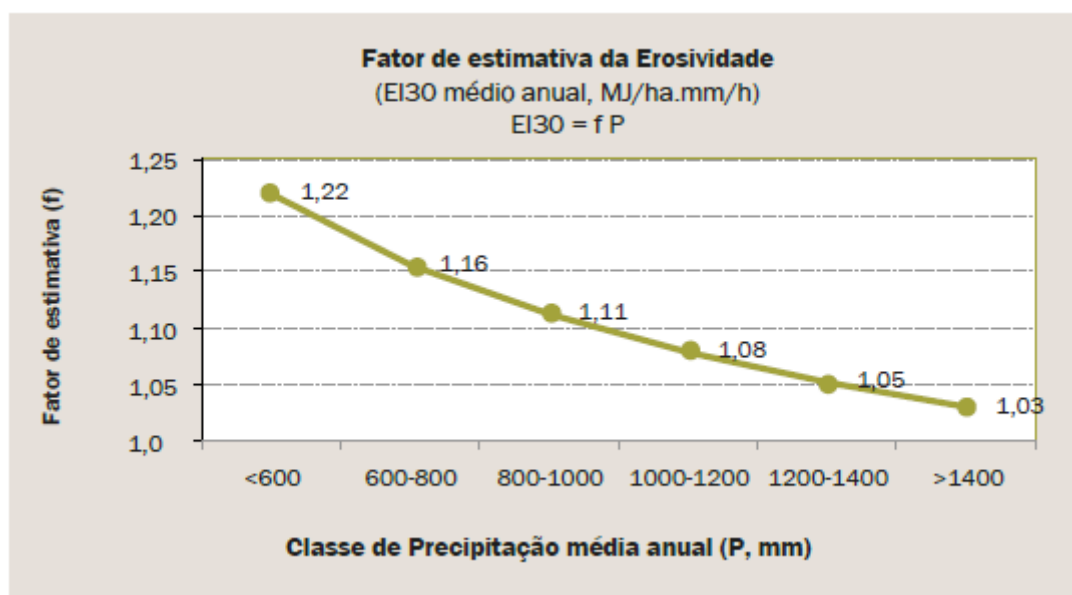


Figura 10. Fator de estimativa da erosividade para o NE de Portugal: valor médio para as classes de Precipitação média anual (mm).  
Fonte: extraído de Figueiredo et al. (2015c), com base em Figueiredo (2001) e Figueiredo e Gonçalves (1990).

Vê-se que quanto menor a precipitação média anual, maior é o fator da estimativa, o que equivale a uma maior erosividade, conforme visto no exemplo anterior. Em outras palavras, o aumento da aridez resulta em um aumento de erosividade por unidade de precipitação. Isto significa que a erosividade associada ao evento extremo é maior, mas o fator erosividade total anual não acompanha necessariamente essa característica.

#### 3.4.3. Clima como fator de formação dos solos e suscetibilidade do território

O clima afeta a taxa de meteorização das rochas e, desempenham papel fundamental neste processo, principalmente as variáveis climatológicas de precipitação e

temperatura, além claro, dos demais fatores de formação dos solos, nomeadamente o material originário, o relevo, organismos e o tempo. Como constatado, o relevo tem grande influência nas condições climáticas encontradas na região NE, sendo que ao mesmo tempo que possui regiões húmidas, apresenta zonas semiáridas com escassez de água.

Um diagnóstico da região NE com base nos domínios climáticos regionais, realizado por Figueiredo (2013), revela de forma muito clara o efeito da temperatura e da precipitação na espessura, pedregosidade e teor de matéria orgânica, nas Unidades Cartográficas de Solos em condições geomorfológicas menos instáveis. A espessura do solo é diminuída nas zonas mais quentes e secas, com menor pluviosidade, o que faz com que nas zonas de Terra Quente, com precipitações anuais inferiores a 600 mm, predominem os Leptosolos em cerca de 91% do território. A pedregosidade revela padrão similar, enquadrada como elevada, com mais de 30% de elementos grosseiros em mais de 90% da região.

Agroconsultores e Coba (1991) afirmam que a grande maioria da superfície do território regional encontra-se na fase de morfogênese ou de transição para a pedogênese, facto que explica a presença recorrente dos processos de formação do relevo, especialmente a erosão hídrica. A distribuição espacial dos solos (Figura 11) vai de encontro com a afirmação anterior, uma vez que a classe predominante de solos da região é representada pelos Leptosolos (75,3%), solos incipientes, cujas principais características a eles atribuídas são a elevada pedregosidade e baixa profundidade, limitada pela rocha-mãe a menos de 50 cm (Figueiredo, 2013).

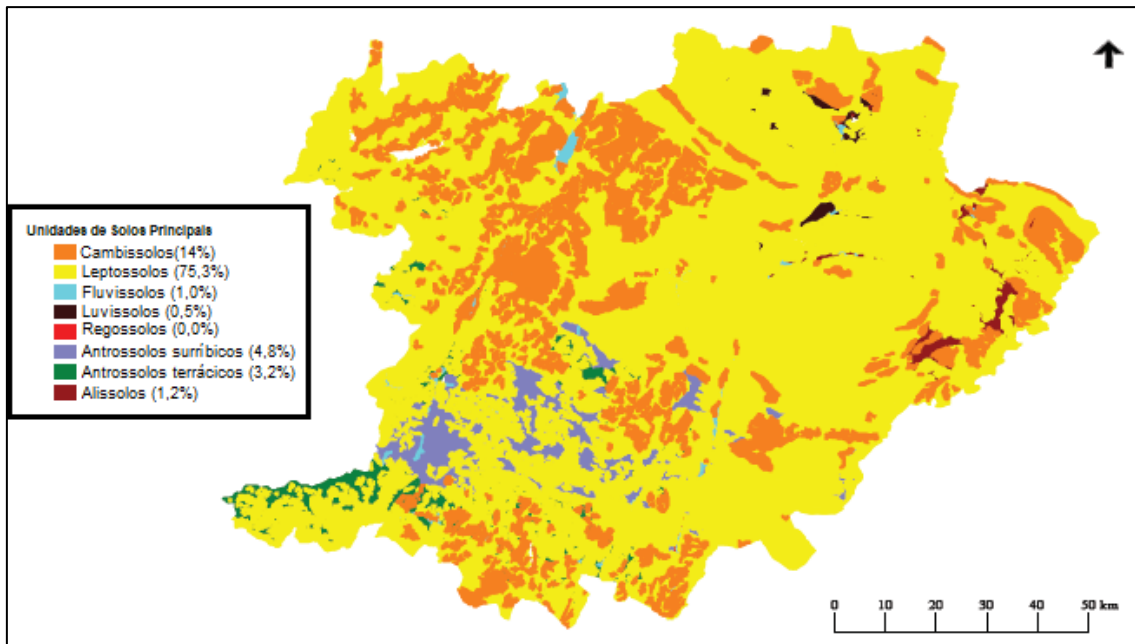


Figura 11. Unidades cartografadas de Solos e percentuais (área total – 1309 mil há) no NE de Portugal com base na classificação da FAO/UNESCO (1988). Carta produzida no âmbito do trabalho de Figueiredo et al. (2000).  
 Fonte: adaptado de Figueiredo (2013).

De facto, os solos mais delgados e pedregosos são encontrados nas zonas mais secas e quentes da região (Figueiredo, 2013). Devido aos fatores anteriores, a carência de água no solo é severa e muito severa em  $\frac{3}{4}$  de sua área superficial. Na Figura 12 é explicitada a característica dos solos, em sua maioria delgados com menos de 0,5 m de espessura útil, e a sua relação direta com o armazenamento de água nestes. Quanto menor a espessura do horizonte de solo, maior é a carência hídrica. Nota-se que aproximadamente 50% dos solos do NE possuem deficiência de retenção de água, devido às características de pouca espessura dos solos, a qual limita o armazenamento de água nestes (Figueiredo et al., 2015c).

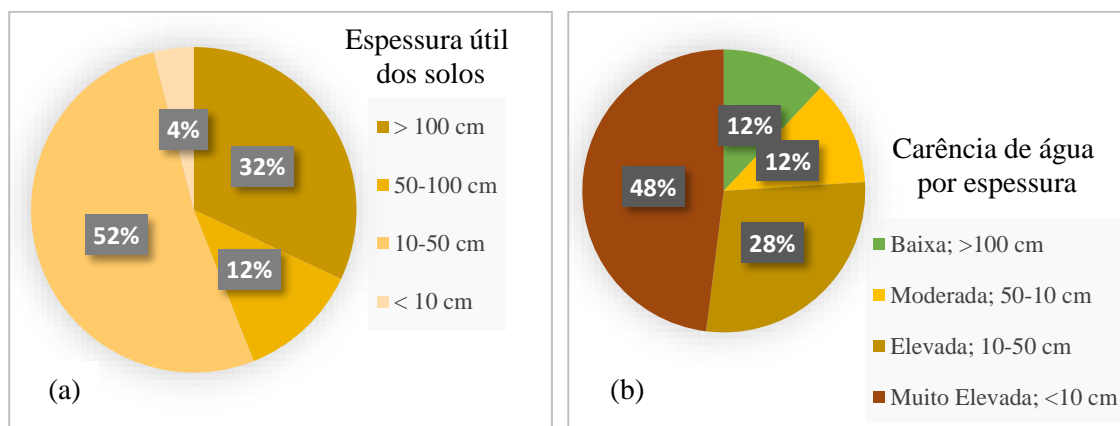


Figura 12. Espessura útil dos solos (a) e a respectiva carência de água (b) em função da categoria anterior, para o NE de Portugal.  
 Fonte: Adaptado de Figueiredo et al. (2015c).

Para além da pedregosidade e do armazenamento de água, o teor de matéria orgânica dos solos é outra propriedade condicionada pela temperatura e quantidade de água precipitada. Um dos indicadores associados a esta propriedade é a frequência de Unidades Secundárias Úmbricas, apresentada na Figura 13. Essa denotação faz menção a existência de um horizonte A úmbrico (Ah), com teor médio/elevado de Matéria Orgânica, e englobam os solos cuja sigla incluem a letra “u”, como por exemplo, Iug e Iux.

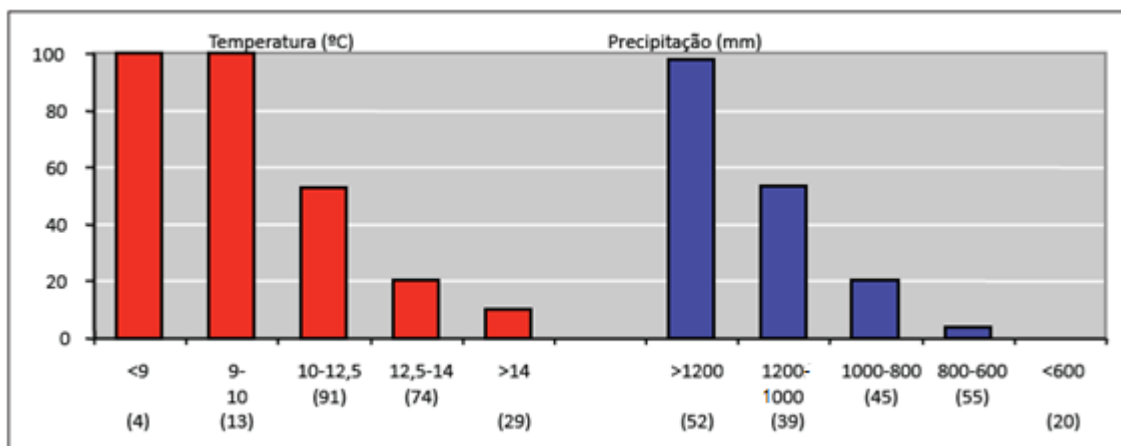


Figura 13. Ocorrência relativa (%) de Unidades Solo Secundárias Úmbricas por Zona Climática no NE de Portugal, com classes de Temperatura e de Precipitação médias anuais.  
Fonte: Extraído de Figueiredo (2013).

Na Figura 13 é nítida a predominância destas classes nas zonas de Terra Fria de Montanha e Alta Montanha ( $T < 10^{\circ}\text{C}$ ) e quase total quando as precipitações médias são superiores a 1200 mm, que coincidem com as maiores altitudes. De forma oposta, nas zonas de Terra Quente, apenas 10% correspondem a solos com horizonte úmbrico. Em termos de precipitação média, essa característica desaparece nas zonas com P inferior a 600 mm, e se situa abaixo de 50% nas duas categorias imediatamente subsequentes. Somente quando se considera precipitações superiores a 1.000 mm anuais, a frequência das Unidades Secundárias Úmbricas aumenta.

A teoria que suporta essa distribuição é a velocidade de mineralização da fração orgânica dos solos, que é maior nas zonas mais quentes, associada a uma menor presença de biomassa vegetal e precipitação. Ou seja, nas zonas mais secas e quentes, em função destes condicionantes, é comum a dominância de solos com menores teores de carbono, que efetivamente não são suficientes para formar um horizonte orgânico que se distinga dos demais. Com o argumento de que a presença de Matéria Orgânica tem efeito redutor das perdas de solo ocasionadas pelo agente erosivo água, a presença reduzida ou ausência

dela nas zonas mais áridas aumenta a exposição dos solos, devido à menor capacidade de suporte vegetal e retenção de humidade, e, conseqüentemente, a suscetibilidade destes ao processo erosivo.

Para além desta análise, outros estudos demonstram a elevada erodibilidade dos solos associados as zonas de Terra Quente da região NE. Lima (2016) realizou uma análise de cenários considerando as classes de AI para alguns solos do distrito de Bragança e constatou a predominância das classes de elevada e moderada erodibilidade e, avaliou também o efeito do produto congregado entre os fatores RKS, erosividade, erodibilidade e topografia (declive), da Equação Universal de Perda de Solo (Wischmeier e Smith, 1978). É importante frisar aqui que este produto representa a erosão potencial do solo, em princípio não controláveis por intervenções humanas. Dentre os vários resultados, é interessante para o contexto do presente trabalho trazer o comportamento verificado para uma mesma categoria de solo à medida que se sobe em declive e altera-se a classe do AI. A título de exemplo, para o solo Idox, a perda potencial de solo é menor no cenário subhúmido chuvoso e húmido e com declive moderado (92 Mg.ha<sup>-1</sup>) e, o produto RKS aumenta substancialmente ao passar para uma classe mais seca e declive mais acentuado (119 Mg.ha<sup>-1</sup>).

Em suma, a aridez além de ter presente a alta erosividade das poucas precipitações, está associada a elevada erodibilidade potencial dos seus solos, devido ao predomínio das características abordadas. Desta forma, há um evidente aumento da suscetibilidade à degradação dos solos em decorrência do aumento das condições de aridez.

#### 3.4.4. Análise de tendências

A avaliação mais recente de suscetibilidade à desertificação para o território Continental do país, realizada para a primeira década dos anos 2000, relevou um significativo acréscimo em relação à avaliação anterior, que compreende o período entre 1960 e 1990, facto que é evidenciado na Figura 14. Mais precisamente, a área das regiões continentais designadas como semiáridas e sub húmidas secas aumentaram mais de 1,7 vezes (Figueiredo, et al., 2015b).

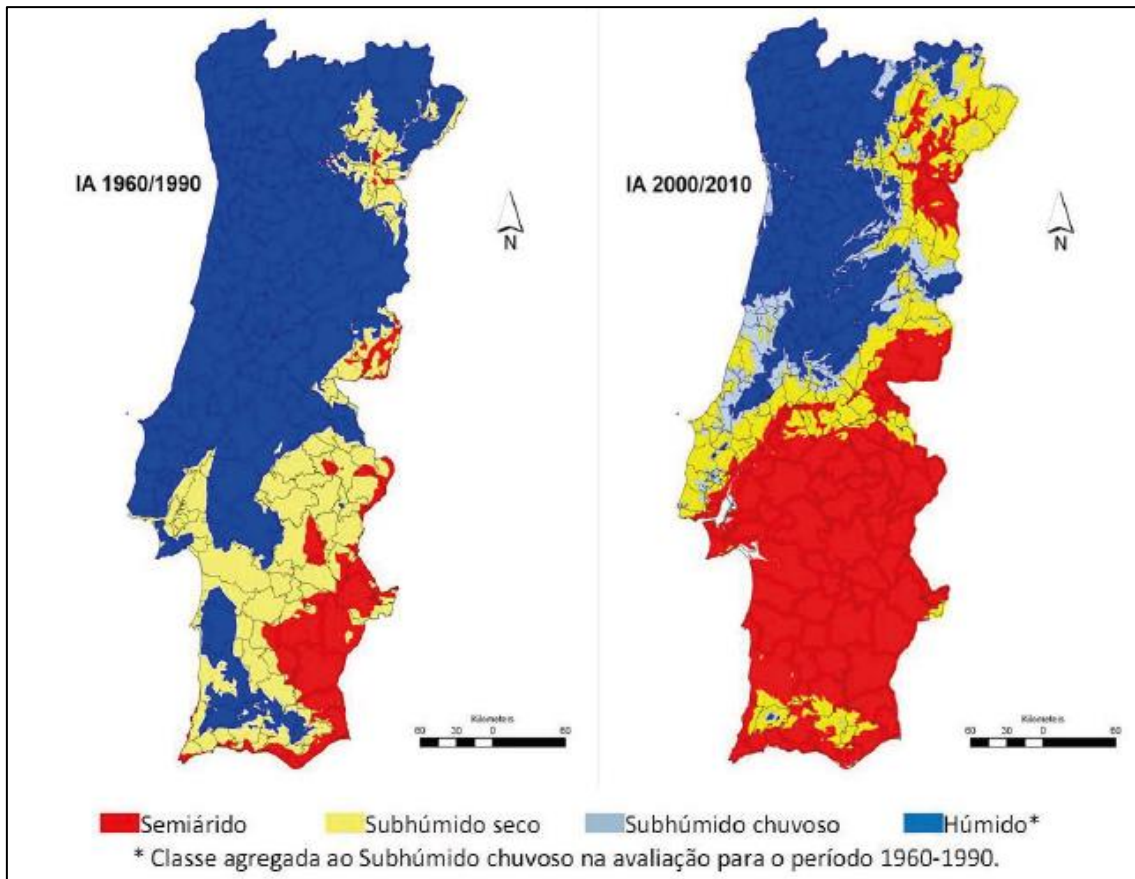


Figura 14. Comparação entre as cartas de Índice de Aridez para o período de 1960-1990 e 2000-2010 para Portugal Continental (PANCD, 2011).  
 Fonte: Figueiredo et al. (2015b).

A evolução dos períodos secos ao longo do tempo pelo indicador SPI revela uma tendência característica para a maioria dos casos analisadas e que vai ao encontro da evidência anterior. Para as décadas que correspondem aos períodos coincidentes das normais climatológicas, os valores de SPI calculados a partir de uma série anterior e posterior de dados são diferentes. Na Figura 15, verifica-se que do total de meses dos períodos coincidentes, aqueles considerados normais são perdidos para as categorias extremas, húmidos e secos, conforme utilizamos a normal climatológica mais recente como entrada no cálculo do SPI e a medida que aumentamos a escala temporal do índice.

Na Figura 16 esta tendência é mostrada com enfoque nos meses secos, para algumas estações. Vinhais e Alfândega da Fé apresentam tal característica nas duas décadas coincidentes avaliadas, 51-60 e 71-80. Macedo de Cavaleiros apresenta o mesmo comportamento para a década 71-80 e Malhadas nos 120 meses do período 51-60.

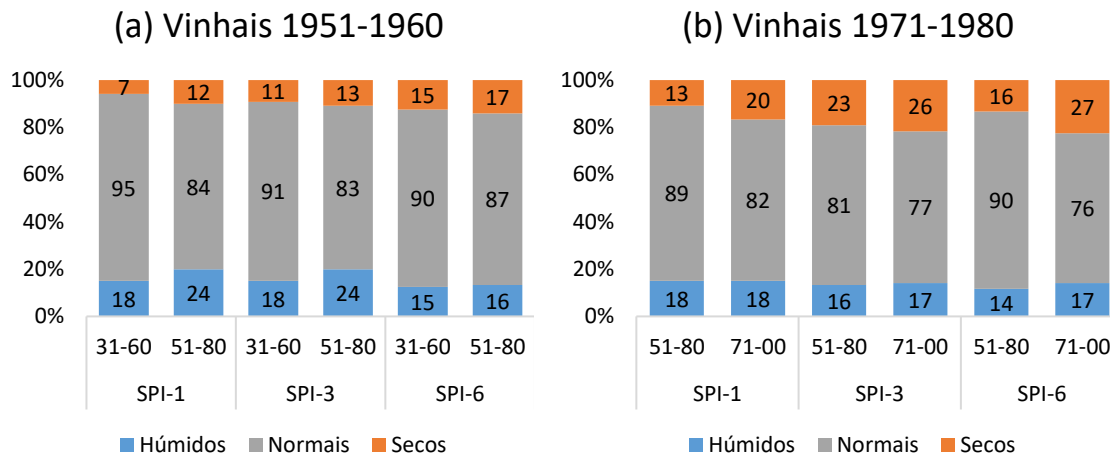


Figura 15. Distribuição dos 120 meses dos períodos coincidentes 51-80 (a) e 71-80 (b) nas classes de SPI.

Nas estações de Montezinho e Carviçais tal comportamento não é detectado no SPI 3 e SPI 6, fato que pode ser atribuído a presença de falhas na série de precipitação de 30 anos. Outro argumento aplicável é de que as séries pluviiais e de escoamento mostram tendências de variação diferenciada por bacia hidrográfica (Figueiredo e Ribeiro, 2010). Para além destes, o SPI revela uma melhor resposta para curtos períodos de tempo (Tirivarombo et al., 2018; Vicente-Serrano e López-Moreno, 2005). McKee et al. (1993) afirmam que quanto maior a escala temporal selecionada para o cálculo de SPI, mais lenta é a sua resposta perante as variações de precipitações, uma vez que as secas passam a ter maiores durações ao passo que o número de eventos se reduz.

Tomando a estação de Vinhais e a década de 71-80 para o SPI 3 como exemplo, verifica-se que quando o algoritmo gera a distribuição com base nas 360 precipitações mensais na normal 51-80, são identificados 23 meses secos dentro dos 120 meses (71-80), sendo 7 meses classificados como seca severa e extrema e, destes, 2 meses representam seca extrema. Por diferença, 5 meses são de seca severa e 16 como seca moderada. Ao fornecer a série de precipitações da normal subsequente (71-00) como entrada, o número de meses secos para o mesmo período (71-80) cresce para 26, sendo 13 severos e extremos e destes, 7 meses de seca considerada extrema.

A leitura dos gráficos permite inferir esse aumento dos períodos secos à medida que avançamos no tempo. As estações localizadas no semiárido, Alfândega da Fé e Macedo de Cavaleiros, bem como Malhadas, no subhúmido seco, revelam uma razoável quantidade de meses secos e uma tendência maior para secas de 3 meses de duração (SPI 3).

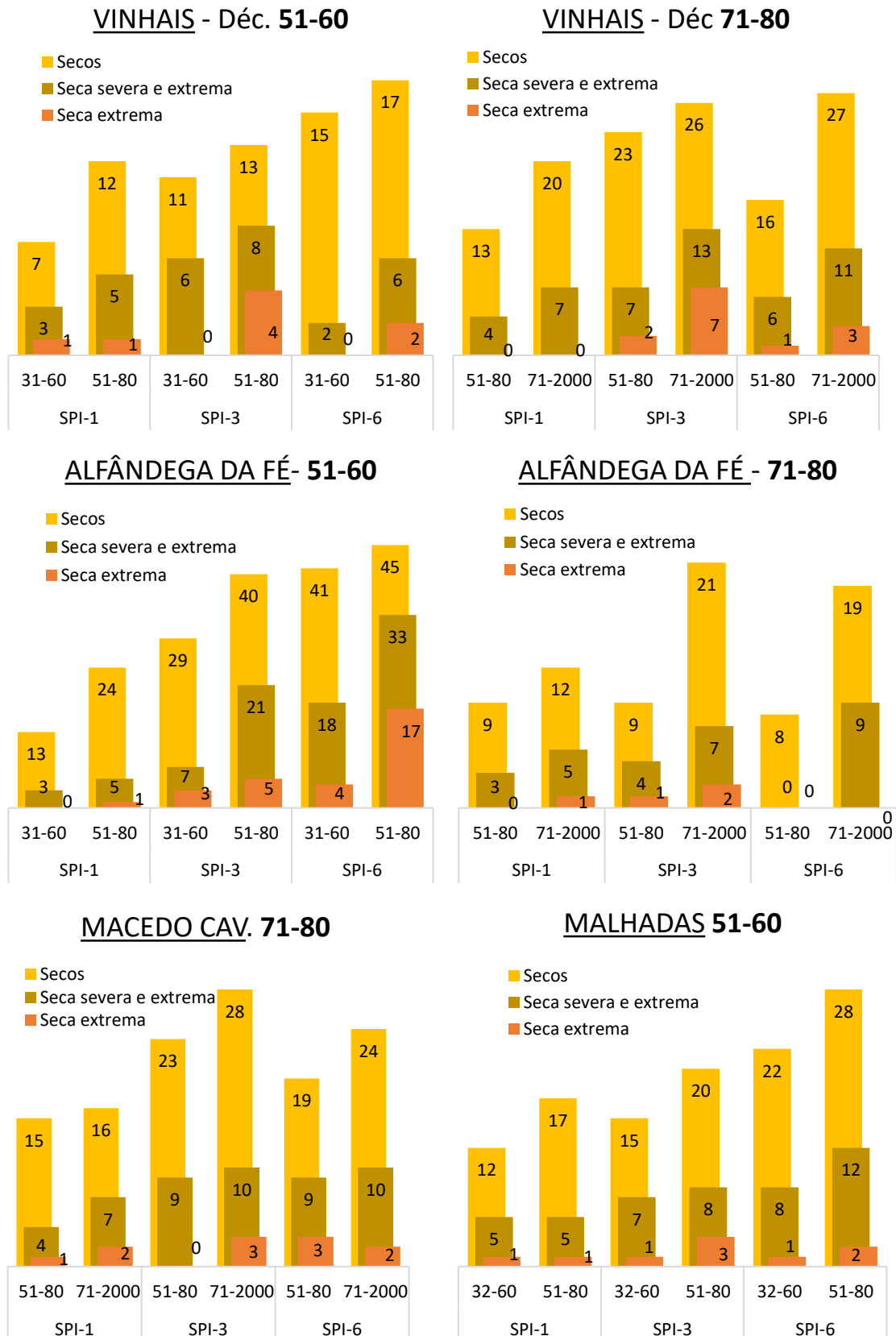


Figura 16. Número de meses classificados como secos (SPI < -0,99), meses com seca severa e extrema (SPI < -1,49) e com seca extrema (SPI < -1,99) em função de SPI 1, SPI 3 e SPI 6 para as décadas coincidentes nas diferentes estações nomeadas.

A análise dos meses secos também se aplica aos meses húmidos. No processo de segregação dos meses, a Figura 15 revela a tendência para os extremos em decorrência do aumento nos meses secos e húmidos sempre que o algoritmo é calibrado com uma série de precipitações da normal climatológica mais recente e à medida que aumentamos o tempo de resposta do SPI. A correlação entre os dados das normais climatológicas utilizadas como entrada que sobrepõem uma década coincidente confirma a tendência de extremos, conforme Figura 17 e os principais parâmetros estatísticos resumidos na Tabela 8.

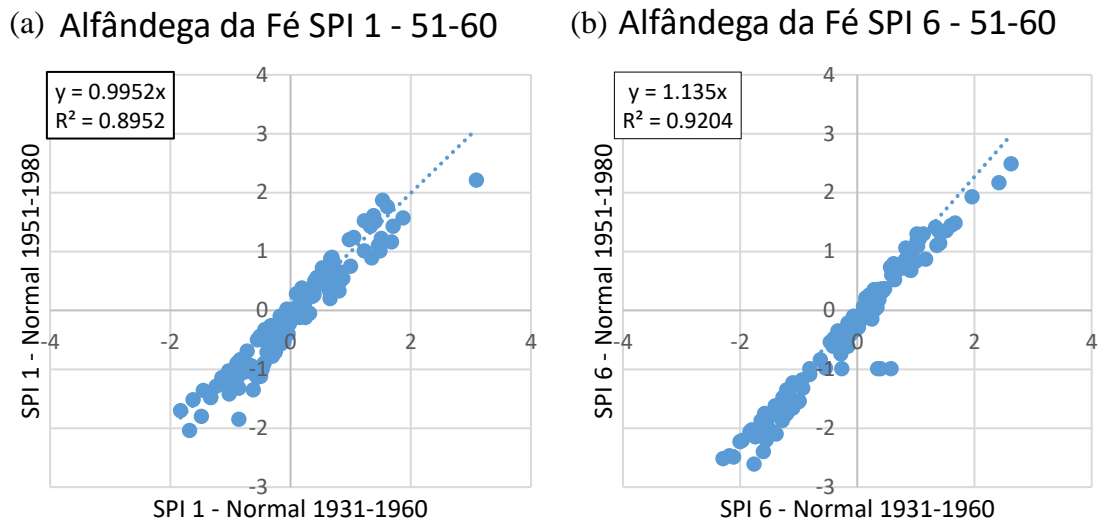


Figura 17. Correlação entre os valores de SPI 1 (a) e SPI 6 (b) do período coincidente 51-60 da estação Alfândega da Fé.

De fato, na maioria dos casos, o coeficiente angular da linha de tendência tende a aumentar acompanhando o aumento da escala de tempo de SPI, em outras palavras, a distribuição da série de dados é alterada pelo aumento do número de eventos extremos, representados por maiores valores de SPI, quer positivos e negativos, húmidos e secos. Com o aumento do intervalo temporal de SPI a relação melhora uma vez que o  $r^2$  aumenta em praticamente todas as estações avaliadas.

Tabela 8. Resumo estatístico para as estações avaliadas considerando as décadas coincidentes para as normais e as escalas temporais de SPI.

Estação	Estatística/ Déc. coincidente	SPI 1		SPI 3		SPI 6	
		51-60	71-80	51-60	71-80	51-60	71-80
Vinhais	r <sup>2</sup>	0,873	0,874	0,956	0,888	0,933	0,889
	b	1,009	0,970	1,084	1,028	1,108	1,116
Alfândega da Fé	r <sup>2</sup>	0,895	0,832	0,933	0,835	0,920	0,777
	b	0,995	0,975	1,110	1,014	1,135	1,113
Macedo de Cavaleiros	r <sup>2</sup>	0,834	0,869	0,827	0,859	0,840	0,831
	b	0,892	0,917	0,874	0,927	0,920	0,852
Carviçais	r <sup>2</sup>	0,920	0,851	0,921	0,868	0,881	0,845
	b	0,998	0,934	1,032	0,924	1,000	0,974
Malhadas	r <sup>2</sup>	0,915	-	0,924	-	0,882	-
	b	0,961	-	0,980	-	0,989	-
Montezinho	r <sup>2</sup>	0,921	-	0,813	-	0,709	-
	b	1,011	-	0,940	-	0,908	-

Nota: - períodos não avaliados devido à indisponibilidade de dados.

Por outro lado, de forma a evidenciar também os extremos, retorna-se a análise de erosividade das precipitações, desta vez com viés comparativo com um período no passado, a normal climatológica 1931-1960, com o intuito de identificar a tendência associada às precipitações. Há que se ter um pouco de atenção quando se analisem estes casos extremos, pois o valor máximo assumido é o maior de uma série de 30 máximos anuais, cuja probabilidade de excedência pode ser consideravelmente diferente nas várias séries analisadas. Entretanto, a análise da Tabela 9 para 14 estações do Continente, em termos de predominância permite visualizar um maior número de reduções percentuais para a relação P<sub>máx</sub>/P<sub>anual</sub>, distintas em termos de magnitude.

Tabela 9. Relação entre P máx e P média anual das nomais climatológicas 1931-1960 e 1971-2000 para 14 estações de Portugal Continental.

Estação	Sigla	Pmáx/Panual (I) (31-60)	Pmáx/Panual (II) (71-2000)	Relação % (I) e (II)
Aveiro	<i>AV</i>	0,189	0,090	-47,3
Beja	<i>BJ</i>	0,103	0,195	89,0
Braga	<i>BRAGA</i>	0,097	0,111	14,3
Bragança	<i>BRAGANÇA</i>	0,215	0,103	-47,7
Castelo Branco	<i>CB</i>	0,143	0,121	-84,6
Évora	<i>EV</i>	0,159	0,115	-72,2
Faro	<i>FARO</i>	0,285	0,310	8,8
Guarda	<i>GUA</i>	0,145	0,097	-66,7
Lisboa	<i>LIS</i>	0,124	0,132	6,5
Porto	<i>PO</i>	0,088	0,067	-76,5
Portoalegre	<i>PA</i>	0,139	0,089	-63,7
Santarém	<i>SA</i>	0,131	0,094	-71,8
Vila Real	<i>VR</i>	0,105	0,088	-84,1
Viseu	<i>VI</i>	0,095	0,084	-88,9
Média	-	<b>0,136</b>	<b>0,111</b>	<b>-81,5</b>

De fato, quando se confronta a média das estações para dos dois períodos, a redução também é constatada. Confrontando graficamente os valores de precipitações da Figura 18 e da Figura 9 (seção 3.4.2) para as normais 31-60 e 71-00, verifica-se que as precipitações médias anuais diminuíram com o passar dos anos, com exceção de algumas estações, nomeadamente Beja, Bragança, Faro, Lisboa, Portoalegre e Vila Real. Apesar da Pmáx também ter sofrido uma redução no geral, a combinação destes episódios fez com que as precipitações máximas diárias passassem a representar uma maior parcela do total anual precipitado. Para as estações nas quais é observado aumento na relação Pmáx/Panual, destaca-se as alocadas em zonas áridas, Beja e Faro, que sofreram aumentos consideráveis. Isto é, trata-se de chuvadas mais concentradas, com maior erosividade associada a estes eventos excepcionais em condições climáticas de aridez. Desta forma, em analogia a Daveau (1972), o comportamento verificado em tempos mais recuados continua a ser verificado na atualidade.

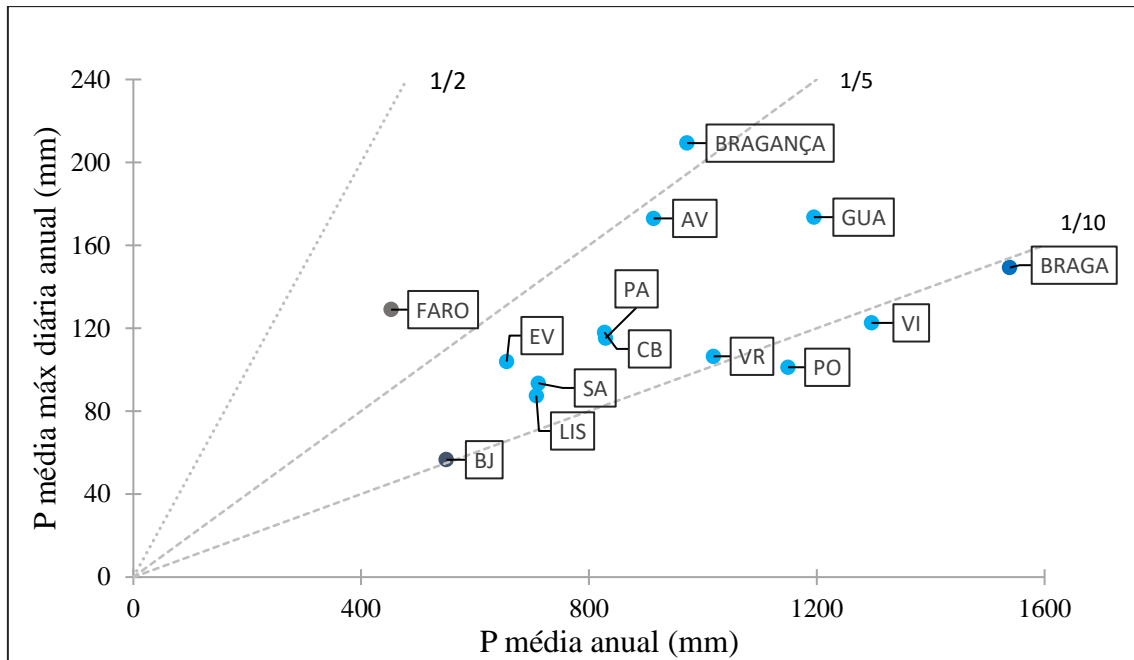


Figura 18. Relação entre Precipitação máxima diária anual e precipitação anual para as médias da Normal 1931-1960 para estações selecionadas.

Este cenário tendencioso que aponta para o aumento de eventos extremos, foi conjugado por Figueiredo et al. (2015b) com outro fator altamente influenciador, além dos naturais, desta vez antrópico, o uso e cobertura da terra. Fisicamente, ele representa um fator de capacidade, que em função da intensidade pode fazer com que os eventos sejam menos ou mais pronunciados em termos de perdas. A análise, que considerou além do AI os fatores de solo e seu uso, bem como de localização espacial (litologia, declive, zona climática), demonstra que aproximadamente 47% da superfície cartografada encontra-se sob risco severo de degradação ou sofre de degradação severa e máxima (Figura 19).

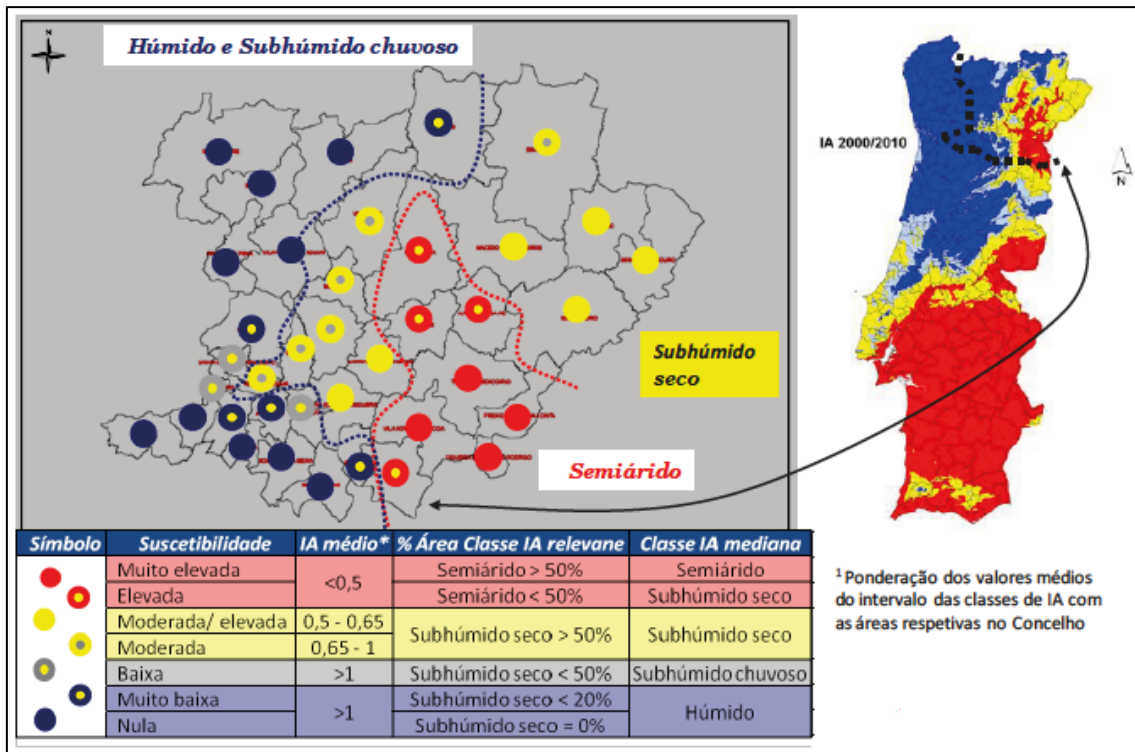


Figura 19. Classes, critérios de classificação e distribuição da suscetibilidade à desertificação (com base no AI de 2000-2010) por conselho, no NE de Portugal.  
 Fonte: adaptado de Figueiredo et al. (2015b).

De acordo com a classificação do risco de degradação do solo em função do grau de adequação do uso à aptidão da terra, definida por Figueiredo (2013), foi avaliada o uso da terra e riscos de degradação do solo para o NE de Portugal. Dentre o período de 20 anos considerado, foi relevada a tendência de redução de áreas agrícolas (16%) e um acréscimo de 14% e 6%, para as zonas de matos e de florestas, respectivamente. Em outras palavras, houve uma diminuição de 14% da área em sobre-exploração da terra, contudo, uma área considerável, representada por 44%, ainda permanece neste enquadramento, facto que aliado ao potencial de desertificação e perigo de incêndios, continua a representar uma expressiva ameaça à degradação do solo (Figueiredo et al., 2015b).

**CAPÍTULO IV – Avaliação da resposta erosiva do solo às primeiras precipitações após um período prolongado de secura**

**4. RESPOSTA EROSIVA DO SOLO SOB CONDIÇÕES DE SECURA**

A magnitude do fenómeno erosivo é dependente de fatores de intensidade e capacidade, inerentes aos processos que fazem parte e, em função destes, a severidade da erosão pode ser variável. Ainda não estão bem descritos os efeitos de perda por erosão hídrica em solos com condições de secura prolongada, quando submetidos às precipitações que sucedem o período de exposição a secagem. Em vista disso, este capítulo descreve os procedimentos e os resultados de experimentos com uso de simulador de chuva, sob 5 Unidades de Solo cartografadas, consideradas representativas da demarcação do limite do Nordeste de Portugal. Tratam-se de solos cujas características consideram-se suscetíveis aos processos erosivos.

É possível adiantar que, de fato, o teor inicial de humidade dos solos é condicionante na geração de escoamento e perdas de solo. O tipo de solo e as suas propriedades também desempenham papel importante, seja na redução ou, de forma oposta, no aumento da severidade do fenómeno erosivo causado pela água.

**4.1. ASPECTOS METODOLÓGICOS**

Com o intuito de avaliar o fenómeno erosivo nos solos perante condições de secagem, aplicou-se chuva simulada em 5 solos secos da região NE de Portugal. Os solos foram seleccionados de acordo com os critérios de representatividade do território e das zonas climáticas definidas na Tabela 3, bem como a sua erodibilidade (Tabela 11) e a suscetibilidade do solo em função de suas propriedades. A Figura 20 apresenta a localização dos pontos de colheita dos solos dentro dos limites da região e, na Tabela 10, é apresentado de forma sucinta os solos e a zona climática aonde são encontrados.

Tabela 10. Características dos solos submetidos à simulação de chuva.

Solo	Classificação	Características comuns: textura	Relevo	Zona Climática	Síntese
Bdog	Cambissolo dístico órtico de granitos	Franco Arenoso; cascalhento ou saibrento	Ondulado ou muito ondulado – 4,5%	T3,F3,F4 Semiárido (	Solo delgado com poucos horizontes, relevo com inclinação moderada
Idox	Leptossolo dístico órtico de xistos e rochas afins	Franco, franco limoso ou franco arenoso, por vezes cascalhento	Declives diversos e variados	Q4, Q5, T4, T5 semiárido	Solo delgado com poucos horizontes, relevo com inclinação moderada
Ieox	Leptossolo êtrico órtico de xistos e rochas afins	Franco arenoso, franco ou franco limoso	Declives diversos e variados	Q5 semiárido	Solo delgado com poucos horizontes, relevo com inclinação moderada
Iebb	Leptossolo êtrico câmbico de rochas básicas (metabásicas)	Franco ou franco limoso, franco argiloso; por vezes cascalhento	Ondulado ou suavemente ondulado	T4, F2 subhúmido seco a chuvoso	Solo delgado com poucos horizontes, relevo com inclinação moderada
Uhs	Alissolos de sedimentos detríticos não consolidados	Franco ou franco arenoso, por vezes cascalhento ou pouco cascahento	Ondulado suave ou muito suave	T3, T4 húmido	Solo profundo com mais horizontes, relevo com baixa inclinação

Fonte: Adaptado de Agroconsultores e Coba (1991) e Morais (2019).

Na ocasião, foram colhidas amostras não perturbadas, com auxílio de sonda e cilindro de 100 cm<sup>3</sup>, para os ensaios de permeabilidade e densidade e, amostras perturbadas/deformadas para demais análises físicas e químicas, bem como para a simulação de chuva. Demais detalhes dos procedimentos de amostragem podem ser encontrados no trabalho de Morais (2019), a quem é atribuída a colheita dos solos.

Tabela 11. Fator K estimado para os solos submetidos à simulação.

Solo	Fator K (ton.ha <sup>-1</sup> .mm.h <sup>-1</sup> )	Classe de Erodibilidade
Bdog	0,039	Média
Idox	0,061 <sup>(*)</sup>	Muito Alta
Ieox	0,071 <sup>(*)</sup>	Muito Alta
Iebb	0,062	Muito Alta
Uhs	0,042	Média

Fonte: extraído de Figueiredo (1989). <sup>(\*)</sup> estimado por Cavalli (2017).

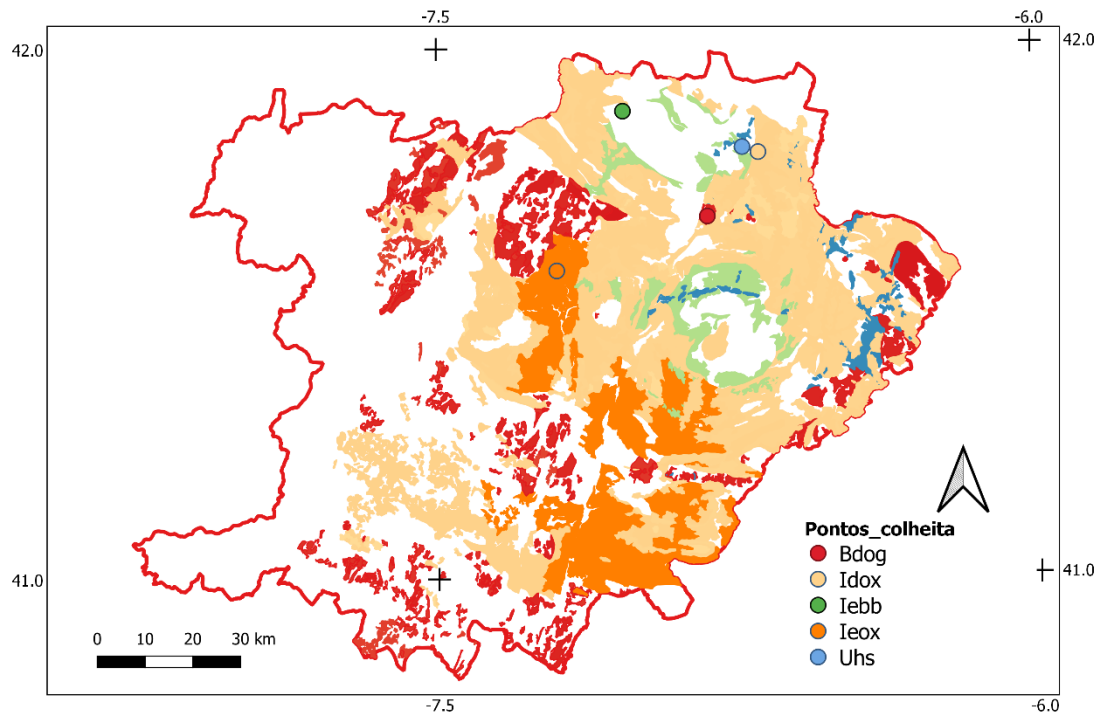


Figura 20. Localização dos pontos de colheita dos solos submetidos à simulação de chuva e a sua representatividade na região transmontana.

#### 4.1.1. Amostras para simulação de chuva

As amostras de solo para o ensaio de simulação foram crivadas a uma malha de 0,009 m e dispostas em camadas uniformes em tabuleiros de 322 cm<sup>2</sup> de área, de forma a garantir uma densidade aparente mais próxima a original. Para cada tipo de solo foram preparados 3 tabuleiros, totalizando 15 recipientes para simulação. Os solos passaram por uma primeira simulação durante o mês de novembro de 2018 realizada por Morais (2019), denominados no trabalho pela sigla SO, Solo Original. Após o experimento, os tabuleiros foram dispostos em um ambiente a parte do laboratório de física de solos da Escola Superior Agrária do IPB, e permaneceram em processo de secagem, sem nenhuma interferência (Figura 21).



Figura 21. Aspecto do solo após 6 meses de secagem. Registro de um tabuleiro de solo Uhs.

No mês de maio de 2019, recomeçaram os trabalhos com os tabuleiros, passados aproximadamente 6 meses de secura, iniciando por avaliar o teor de humidade dos solos, coletando uma pequena amostra de  $\pm 2g$  de solo, levando-as em um cadinho de vidro à estufa a  $105^{\circ}C$  por 24 h. Foram apontados o peso inicial e o peso seco após a estufa, sendo a humidade dada pela equação a seguir. Após este procedimento, os tabuleiros foram levados ao simulador.

$$H(\%) = \left( \frac{P_{inicial} - P_{seco}}{P_{seco}} \right) 100$$

#### 4.1.2. Simulador de chuva

O equipamento utilizado para os ensaios é um simulador de chuva do tipo aspersor, com 4 patas ajustáveis e 2 cortinas para reduzir as interferências do vento, posicionado de maneira a atingir cerca de 2,65 m de altura. Abaixo do centro do bico aspersor, era posicionado um suporte com 14,5% de declive, com 3 bidões, permitindo acondicionar uma batelada de 3 tabuleiros de um tipo de solo por simulação (Figura 22).

Antes de submeter os solos à chuvada, foi necessário calibrar o simulador de acordo com as condições de chuvas típicas do NE de Portugal, por meio de testes de intensidade. Os mesmos tinham duração de 10 min cada e eram realizados com auxílio de dutos condutores no fundo de cada bidão que conduziam toda a precipitação caída nesse intervalo de tempo na área do tabuleiro para recipientes envoltos em plástico filme. Passado o tempo, o volume coletado era medido e a intensidade calculada pela expressão:

$$I(mm.h^{-1}) = \frac{V(mm)}{A(cm^2).6}$$

Na Tabela 12, são apresentadas as intensidades obtidas para cada ensaio, por solos, totalizando 15 valores. Os resultados não apresentaram diferenças estatisticamente significativas no teste ANOVA 5% e, portanto, a verificação do parâmetro intensidade permitiu adotar ao final dos ensaios, uma intensidade média ( $I_{\text{média}}$ ) de 72,55 mm.h<sup>-1</sup>, com CV = 7%, o que possibilitou a normalização e comparação. Como cada simulação tem uma duração de 30 min, a precipitação equivale a  $I_{\text{média}}/2$ . Logo,  $P_{\text{média}} = 36,3$  mm por simulação. O caudal foi medido antes de cada simulação, calculado pela razão entre o volume conhecido de um bidão de recolha da água saída do bico aspersor e o tempo necessário para enchê-lo. Assim, foi possível adotar um caudal médio de 0,195 L.s<sup>-1</sup>. A pressão foi ajustada em 0,4 bar.

Tabela 12. Intensidade de precipitação, em mm.h<sup>-1</sup>, para os ensaios de simulação.

Solos	Tab 1	Tab 2	Tab 3	Média solo
Bdog	57,76	78,26	68,94	68,32
Idox	72,67	68,94	78,26	73,29
Ieox	74,53	78,26	72,67	75,16
Iebb	67,08	74,53	68,94	70,19
Uhs	74,53	78,26	74,53	75,78
Média Tab.	69,32	75,65	72,67	<b>72,55</b>

A colheita de amostras de escoamento e salpico de cada ensaio, bem como sua quantificação, seguiu a metodologia descrita e adotada por Morais (2019), inclusive para a medição do volume escoado (Morais, 2019). A melhoria acrescentada foi a detecção do tempo de início do escoamento para cada tabuleiro e o aumento do tempo de coleta do escoamento, passando de 3 min para 4 min, intercaladas nos 30 min de precipitação, especificadamente nos tempos 6-10 min, 16-20 min e 26-30 min, afim de facilitar a quantificação.

Cada tabuleiro foi submetido a duas chuvadas: a primeira com o solo seco, e a segunda, uma hora após. Ou seja, a primeira chuvada representa a primeira precipitação após os meses de secagem sem perturbação, enquanto que na segunda, as condições são de um solo já húmido, com uma hora de drenagem após a água caída anteriormente.



Figura 22. Simulador de chuvas e suporte para tabuleiros, durante ensaio de intensidade.

No esquema da Figura 23, são identificados os elementos e recipientes de coleta ao fim de uma simulação, no solo Iebb, a título de exemplo. Os Sedimentos de Frente e o Salpico das placas eram cuidadosamente direcionados a novos recipientes para quantificação.

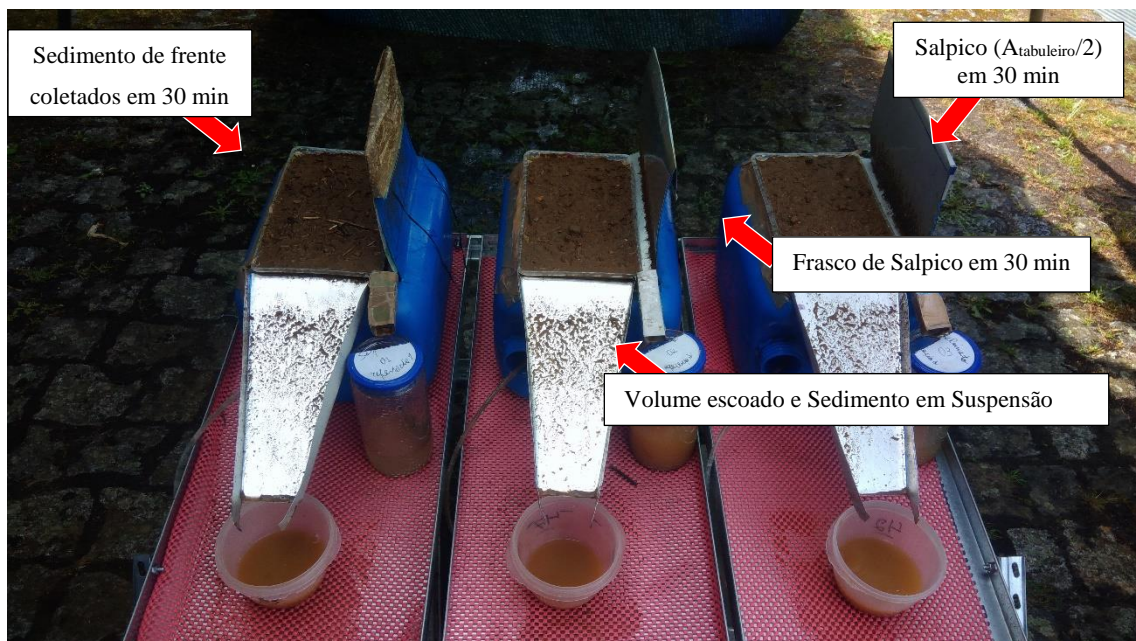


Figura 23. Registro imediatamente após o término da primeira chuvada sob o solo Iebb. Os recipientes, placas e rampas de coleta são indicados nas caixas de texto.

#### 4.1.3. Tratamento dos dados das simulações de chuva

Com as coletas de volume escoado, sedimento em suspensão e salpico, determinaram-se os parâmetros Escoamento ( $e$ , mL), Sedimento em Suspensão (SS, g), Sedimento de Frente (SF, g), Salpico (SP, g). Com esses parâmetros, foi possível calcular os indicadores de resposta erosiva do solo: Escoamento (E, mm), Perda de Solo (PS,  $\text{g.m}^{-2}$ ), Salpico (SP,  $\text{g.m}^{-2}$ ), Coeficiente de Escoamento (CE), Concentração de Sedimentos Global (CSg,  $\text{g.L}^{-1}$ ), Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSs,  $\text{g.L}^{-1}$ ), Erodibilidade (EROD,  $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ ) e Destacabilidade (DET,  $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ ), conforme Tabela 13.

Os Sedimentos de Frente representam as partículas de solo que foram destacadas pela energia cinética da chuva e no entanto, o escoamento não teve capacidade suficiente de a arrastar e colocá-la em suspensão. Esta denominação é adotada de maneira auxiliar, pois de qualquer forma, trata-se de perda de solo.

Tabela 13. Equações utilizadas no cálculo dos parâmetros e indicadores da simulação de chuva.

Parâmetro / Indicador	Fórmula de Cálculo
<b>E</b> - Escoamento (E, mm)	$E = \frac{e(L).I}{A_{\text{tabuleiro}}(\text{m}^2).I_{\text{média}}}$
<b>PS</b> - Perda de Solo ( $\text{g.m}^{-2}$ )	$PS = \frac{SF + SP(\text{g}).I}{A_{\text{tabuleiro}}(\text{m}^2).I_{\text{média}}}$
<b>SP</b> - Salpico ( $\text{g.m}^{-2}$ )	$SP = \frac{2SP(\text{g}).I}{A_{\text{tabuleiro}}(\text{m}^2).I_{\text{média}}}$
<b>CE</b> - Coeficiente de Escoamento	$CE = \frac{E(\text{mm})}{P(\text{mm})}$
<b>CSg</b> - Concentração de Sedimentos Global ( $\text{g.L}^{-1}$ )	$CSg = \frac{PS(\text{g.m}^{-2})}{E(\text{mm})}$
<b>CSs</b> - Concentração de Sedimentos em Suspensão ( $\text{g.L}^{-1}$ )	$CSs = \frac{SS(\text{g}).1000}{e(\text{mL})}$
<b>EROD</b> - Erodibilidade ( $\text{ton.ha}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ )	$EROD = \frac{PS(\text{g.m}^{-2}).0,01}{P(\text{mm})}$
<b>DET</b> - Destacabilidade ( $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ )	$DET = \frac{SP(\text{g.m}^{-2})}{P(\text{mm})}$

Os resultados das simulações foram primeiramente avaliados em relação ao seu padrão de distribuição pelo teste de normalidade Kolmogorov-Smirnov (5%), utilizando

o [calculador disponível em https://www.socscistatistics.com/tests/kolmogorov/default.aspx](https://www.socscistatistics.com/tests/kolmogorov/default.aspx). Na sequência, aplicou-se ANOVA a dois fatores com repetição (5%), a considerar os efeitos solo e chuvada com auxílio do pacote de análise de dados do Excel. As séries foram ainda submetidas ao teste LSD – *Least Significant Difference*, afim de detalhar as diferenças significativas.

#### 4.2.AVALIAÇÃO DA RESPOSTA EROSIVA DE SOLOS SECOS: RESULTADOS E COMPARAÇÕES

Nesse tópico, é abordada a parte experimental do trabalho, com aplicação de simulação de chuva em solos secos, a qual permitiu avaliar a resposta erosiva desses solos nessas condições, por meio de parâmetros e indicadores. No decorrer da secção, foi procurado estabelecer um quadro comparativo com os resultados dos indicadores obtidos em Morais (2019), uma vez que tratou os mesmos solos sob condições de amostragem. É importante ressaltar que se tratam de duas situações simuladas, onde a principal diferença está na condição inicial dos solos imediatamente antes de serem levados ao simulador. Os tabuleiros de Morais (2019) representam solos de um terreno mobilizado, que foram saturados antes da avaliação da resposta erosiva, enquanto que no presente trabalho, a condição dos tabuleiros equivale a solos de um terreno que permaneceu intocado durante um período prolongado de seca.

As séries de valores obtidos na simulação foram submetidos ao teste de normalidade Kolmogorov-Smirnov (5%), por meio do qual constatou-se que as séries apresentam distribuição normal (Tabela 14). Na Tabela 15, por sua vez, é apresentada a síntese do teste de variância ANOVA fator duplo com repetição, a considerar um nível de significância de 5%, estando os valores considerados significativos em negrito. A interação dos efeitos não apresenta diferenças significativas, dado que p valor em todos os casos foi maior do que 0,05.

Tabela 14. Resultado do teste de normalidade Kolmogorov (5%)

Parâmetros	p valor
E (mm)	0,337
PS (g/m <sup>2</sup> )	0,254
SP (g/m <sup>2</sup> )	0,647
CE (%)	0,256
CSg (g/L)	0,335
CSss (g/L)	0,377
EROD (g/m <sup>2</sup> .mm)	0,481
DET (g/m <sup>2</sup> .mm)	0,949

Tabela 15. Resultado da Análise de Variância - ANOVA fator duplo com repetição.

Parâmetros	p valor (0,05)		
	Solo gl=4	Chuvada gl=1	Interação gl=4
E (mm)	0,063	<b>0,001</b>	0,872
PS (g/m <sup>2</sup> )	<b>0,001</b>	0,112	0,972
SP (g/m <sup>2</sup> )	0,128	0,072	0,979
CE (%)	0,134	<b>0,001</b>	0,882
CSg (g/L)	<b>0,018</b>	<b>0,013</b>	0,770
CSss (g/L)	<b>0,030</b>	0,767	0,819
EROD (g/m <sup>2</sup> .mm)	<b>0,000</b>	0,093	0,950
DET (g/m <sup>2</sup> .mm)	<b>0,034</b>	<b>0,039</b>	0,963

A compatibilidade entre as classificações climáticas detalhada no capítulo anterior foi também avaliada entre os solos selecionados para a simulação e avaliação de resposta erosiva e, verifica-se que a representativa destas 5 classes de solos nas classes de AI é de 42%, sendo que a maior presença é verificada no subhúmido seco (21%). Ieox predomina exclusivamente em Terra Quente, enquanto que Idox é aquele que apresenta a maior variabilidade entre classes, sendo esta unidade encontrada com maior frequência no território (26%) e em distintas zonas de Trás-os-Montes (Tabela 16).

Tabela 16. Correspondência entre as Classes de AI e Zonas Climáticas para os solos selecionados para a simulação de chuva.

Solos	<b>Bdog</b>	<b>Idox</b>	<b>Ieox</b>	<b>Iebb</b>	<b>Uhs</b>
<b>Classes AI</b>					
Semiárido (9%)	0%	3%	6%	0,0%	0%
Subhúmido seco (21%)	2%	15%	2%	0,3%	1%
Subhúmido chuvoso e húmido (12%)	4%	9%	0%	0,0%	0%
<b>Zonas Climáticas - Domínios térmicos</b>					
A	0%	0%	0%	0,0%	0%
M	0%	0%	0%	0,0%	0%
F	2%	10%	0%	0,0%	1%
T	4%	15%	0%	0,3%	0%
Q	0%	1%	9%	0,0%	0%
<b>Total (NE)</b>	<b>6%</b>	<b>26%</b>	<b>9%</b>	<b>0,3%</b>	<b>1%</b>

#### 4.2.1. Teor de humidade dos solos

Passado o período de secagem, o teor de humidade dos solos foi determinado e é apresentado na Tabela 17, onde é possível notar uma condição extrema de baixa humidade. Destaca-se nessa propriedade a textura, dado que os solos que apresentam uma fração de argila e, conseqüentemente, mais microporos, que são os que detêm os maiores teores de água, Iebb e Uhs, com 2,34%.

Tabela 17. Humidade dos solos passados 6 meses do período de secagem.

Solo	Teor de humidade (% massa)
Bdog	1,72 ± 0,91
Idox	1,21 ± 0,94
Ieox	1,01 ± 0,99
Iebb	2,34 ± 1,02
Uhs	2,34 ± 0,59

#### 4.2.2. Escoamento (E, mm) e Coeficiente de Escoamento (CE)

Os procedimentos relacionados a variável escoamento envolveram a detecção do início do mesmo (Tabela 18), uma vez que estando o solo muito seco, ponderou-se a hipótese de o mesmo tardar a se formar. No primeiro ensaio, de facto, nos solos Uhs, Iebb e Idox o início do escoamento deu-se até o segundo minuto de precipitação, ao passo que em Bdog e Ieox, o escoamento foi detectado entre o segundo e terceiro minuto. Na segunda simulação, entretanto, o escoamento foi verificado antes mesmo completado o primeiro minuto de chuvada, episódio que sustenta o argumento do umedecimento. Em estudo de caso com simulador de chuvas, dos Santos et al. (2012) e Spohr et al. (2009) constataram comportamento semelhante ao detectar o início do escoamento, verificando que o tempo de início foi menor de acordo com o aumento da humidade.

De facto, a taxa de infiltração vai decrescendo ao longo do tempo até atingir um patamar constante que se releva igual a permeabilidade de determinado tipo de solo, que se deve ao preenchimento dos poros (Lencaste e Franco, 2006). Em solos secos, os poros apresentam baixos teores de água e conseqüentemente maior quantidade de poros gasosos. Esse fato explica o atraso do início do escoamento na primeira chuvada, que é mais lento pois representa o preenchimento dos poros por parte da água de precipitação, que por sua vez, não é direcionada ao escoamento.

Tabela 18. Tempo médio, em minutos, de detecção do início do escoamento (*e*) nos tabuleiros de solos, por chuvada.

Solo	T início ( <i>e</i> ) 1ª chuvada	T início ( <i>e</i> ) 2ª chuvada
Bdog	2-3	1
Idox	2	1
Ieox	2-3	1
Iebb	2	0,5-1
Uhs	2	0,5-1

Observara-se diferenças entre o comportamento do escoamento (E) nas duas chuvadas, conforme Figura 24(a), variação esta detectada como significativa pela ANOVA. Na primeira chuvada, inclusive, a quantificação do volume via interpolação detalhada por Moraes (2019) não foi possível em alguns casos, sendo necessário inferir o volume recorrendo a massa e a densidade da água. Nesses casos, apenas vestígios de sedimentos foram observados na água de escoamento, que apresentava pouca ou nenhuma turbidez. Dos Santos et al. (2012) ao simular chuvas em solos com condições de secura se deparou com o mesmo problema, adotando como solução o aumento do tempo de experimento, de 30 para 60 min, com a intenção de propiciar a saturação do solo e produzir um escoamento superficial satisfatório para as coletas e análises.

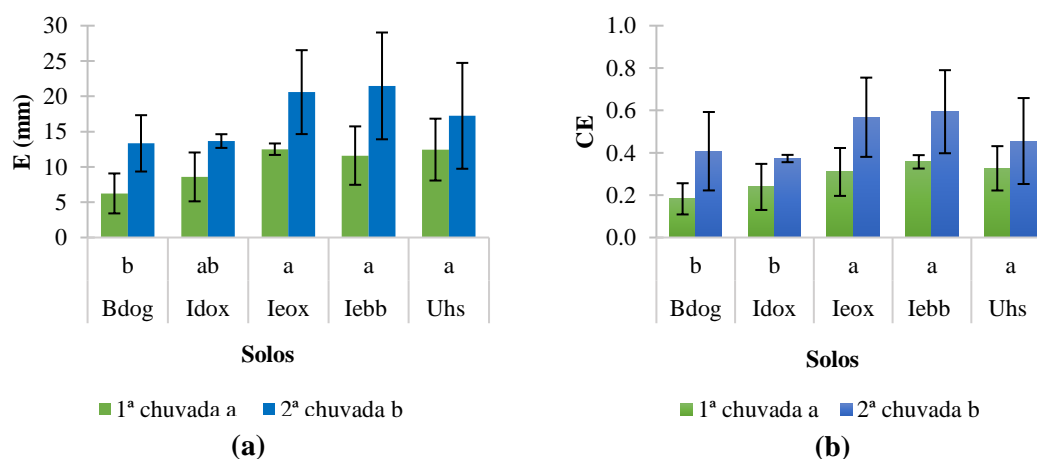


Figura 24. **(a)** Comportamento do Escoamento (E, mm) e **(b)** do Coeficiente de Escoamento (CE), durante as simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (abscissa) seguidos de letras distintas apresentam diferenças entre si (ANOVA e LSD, 5%).

Na Figura 24(b) é evidenciado que o escoamento aumenta proporcionalmente à humidade dos solos, visto que os valores de escoamento da 2ª chuva são, em média, o dobro daqueles observados para a 1ª chuva. Efeito semelhante foi encontrado por Alves (2018) e dos Santos et al. (2012), com escoamentos maiores consoantes ao aumento do teor de humidade das amostras. O comportamento distinto entre os solos, embora não

significativo para a ANOVA porém evidenciado pelo teste LSD, pode ser explicado pelas suas propriedades, porosidade e teor de matéria orgânica, conforme Tabela 19. Quanto maior a porosidade e a percentagem de material orgânico, menor é o escoamento.

Tabela 19. Relação entre Escoamento, Porosidade e Matéria orgânica.

Solo	E (mm) Chuva 1		E (mm) Chuva 2		Porosidade	Matéria orgânica
	Média	$\sigma$	Média	$\sigma$		
Bdog	12,5	0,8	20,6	5,9	55%	1,29%
Idox	12,5	4,4	17,2	7,5	47%	1,77%
Ieox	11,6	4,1	21,5	7,6	39%	0,62%
Iebb	8,6	3,5	13,7	1,0	41%	1,32%
Uhs	6,2	2,8	13,3	4,0	52%	1,99%

O indicador Coeficiente de Escoamento é função da variável Escoamento e, portanto, ambas apresentam comportamento semelhante e diferenças estatisticamente significativas entre chuvadas ( $p$  valor = 0,001). Embora a análise de variância não detectou diferença entre o fator solos, o teste LSD demonstra que os solos Bdog e Idox apresentam uma média de CE ligeiramente menor em relação aos demais.

Morais (2019) defrontou-se com o mesmo padrão de comportamento dos solos, entretanto, com valores em média 2,7 e 1,7 vezes maiores em relação a primeira e segunda chuvada do presente trabalho, respectivamente (Figura 25). Essa expressiva diferença é explicada essencialmente pela condição dos tabuleiros quando submetidos ao ensaio, contanto que os solos eram primeiramente saturados e, já no presente estudo, os solos se apresentavam secos na 1ª chuva e um tanto húmidos na 2ª chuva, contudo, não atingindo a situação verificada nos solos saturados. Isso demonstra que o intervalo de 1 hora entre chuvadas, pensado assim para propiciar uma melhor drenagem, não foi suficiente para promover a saturação.

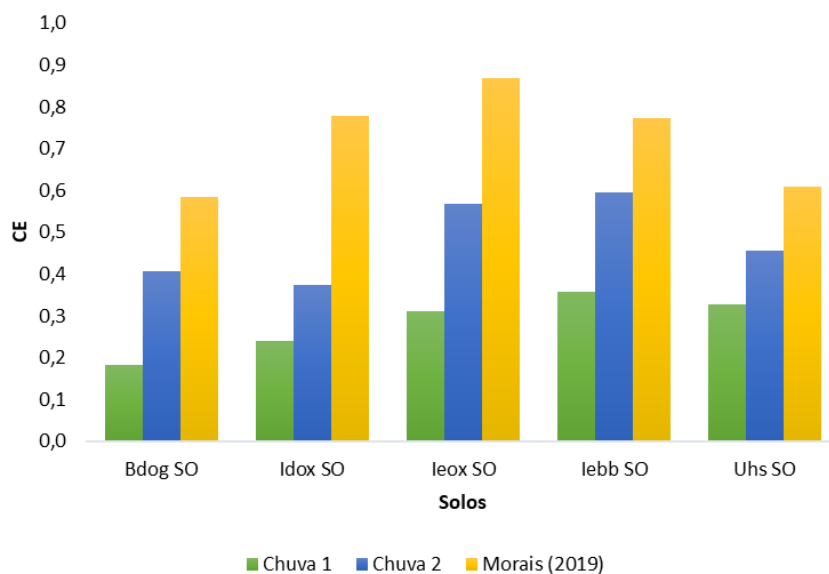


Figura 25. Resultados comparativos de CE entre as chuvadas e o estudo de Morais (2019).

#### 4.2.3. Salpico (SP) e Destacabilidade (DET)

A análise de variância para o parâmetro SP não demonstrou diferença significativa para os efeitos testados ( $p$  valor = 0,128 e 0,072 para chuvada e solo, respectivamente), apesar de que, para todos os solos, é notável que as perdas por salpico foram maiores na primeira chuvada. Em termos médios relativos, a primeira chuvada tem perdas de salpico 20% maiores do que a segunda. Todavia, o teste LSD demonstrou que os solos Ieox e Iebb tiveram perdas por salpico mais expressivas em relação aos demais (Figura 26(a)).

A destacabilidade é função do salpico e, como esperado, apresenta comportamento semelhante. No entanto, neste indicador, a análise de variância apontou diferenças significativas entre chuvadas ( $p$  valor = 0,034) e entre solos ( $p$  valor = 0,039). Dentre o grupo de solos, quem apresentou diferença de comportamento da destacabilidade em relação aos demais foram Uhs e Idox, na 1<sup>a</sup> e 2<sup>a</sup> chuva, respectivamente.

Os componentes que interferem no comportamento deste parâmetro são principalmente a presença ou não de pedregosidade superficial e a textura. Verifica-se na Figura 26(a) e Figura 26(b), que Iebb está associado as perdas mais expressivas por salpico e ao efeito do fenômeno destacabilidade. Apesar dos dados de pedregosidade superficial ainda não estarem disponíveis, supõe-se a priori que esse comportamento

substancialmente maior está atrelado aos poucos elementos grosseiros observados neste solo, pode-se dizer indetectáveis a olho nu.

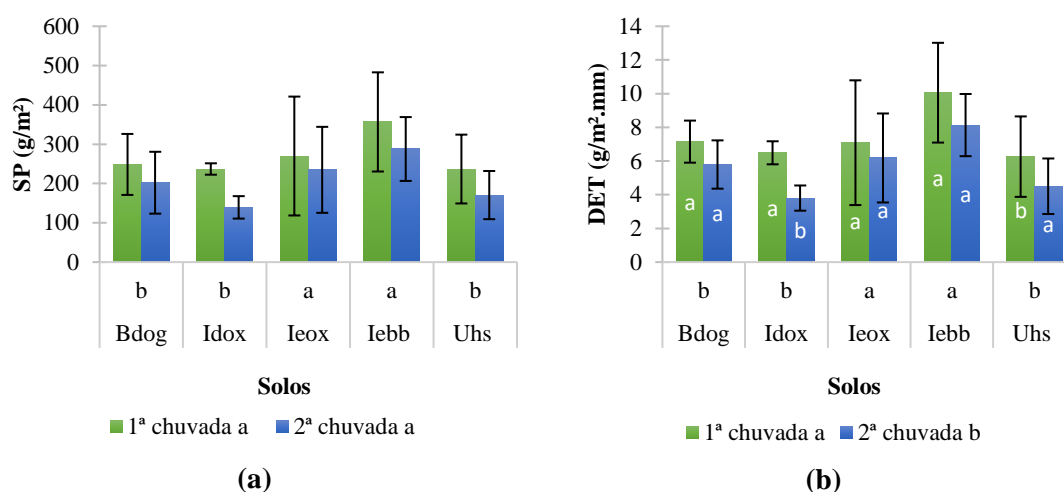


Figura 26. Comportamento do Salpico (a) e da Destacabilidade (b) nas simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (barras) seguidos de letras distintas apresentam diferenças significativas entre si (ANOVA e LSD, 5%).

A destacabilidade média da primeira chuvada foi 1,72 vezes maior do que a segunda, informação que sugere que a reação dos solos secos perante às primeiras precipitações se traduz essencialmente em perdas mais expressivas por salpico. Alves (2018) também com uso de simulação de chuvas em solos ardidos observou que o salpico decresce substancialmente com o aumento do teor de humidade das amostras.

Contudo, ao estabelecer um quadro comparativo da DET com Morais (2019), é observado que os valores de DET após 6 meses de secagem foram em média 70 e 50% menores, para a 1ª e 2ª chuva, respectivamente, com exceção do solo Uhs na primeira chuva e Iebb em ambas (Figura 27). As explicações para estes padrões podem ir desde a maior ou menor presença de elementos de terra fina, pedregosidade, bem como o fato da água conseguir carrear consigo elementos que consideramos não removíveis, tais como saibro, cascalho, e que na verdade, o são. Outra possibilidade é o fenômeno da exaustão de partículas, uma vez que se trata de um experimento com parcelas relativamente pequenas de simulação, é possível considerar a hipótese de esgotamento do material destacável (Boix-Fayos et al., 2006; Nadal-Romero et al., 2019; Stolte et al., 2016).

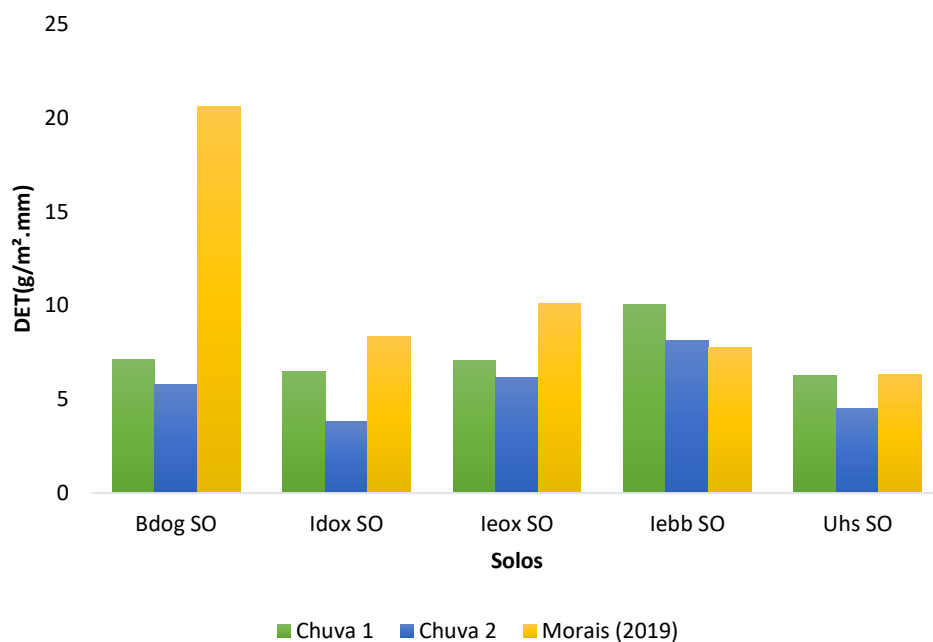


Figura 27. Resultados comparativos de DET entre as duas chuvadas e o estudo de Morais (2019).

#### 4.2.4. Perda de Solo (PS) e Erodibilidade (EROD)

Os sedimentos em suspensão e sedimento de frente, após levados à estufa, quantificados e somados, representam a perda de solo por escoamento. Embora a ANOVA não tenha revelado diferenças estatisticamente significativas entre chuvadas ( $p$  valor = 0,112), na Figura 28(a) é possível visualizar que as perdas de solos aumentaram ligeiramente na segunda chuvada, em todos os casos.

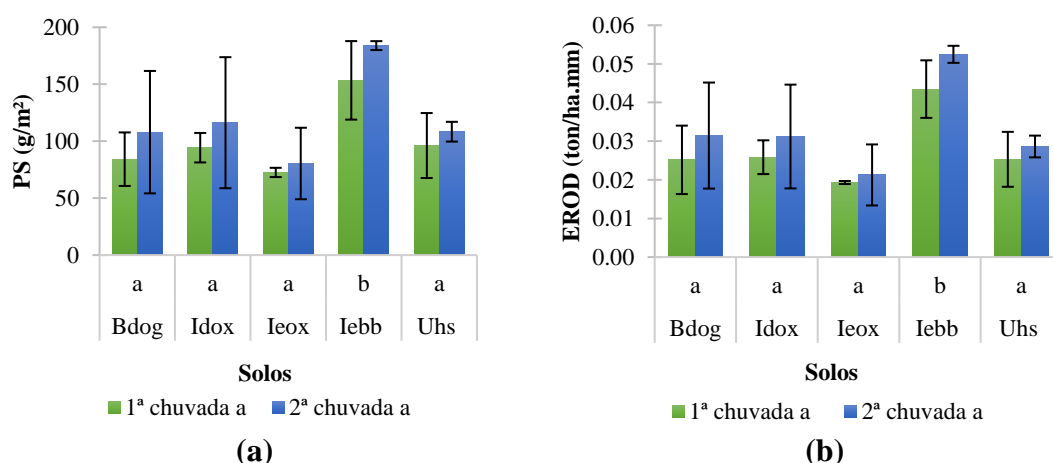


Figura 28. Comportamento da Perda de Solo (a) e da Erodibilidade (b) nas simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (abscissa) seguidos de letras distintas apresentam diferenças significativas entre si (ANOVA e LSD, 5%).

Quando analisado o efeito solo, a análise de variância demonstra diferenças, uma vez que  $p$  valor = 0,001. O teste LSD explicita que o solo Iebb apresenta um afastamento superior relativo à média dos demais, com perdas expressivas de 153 e 183  $\text{g.m}^{-2}$  para 1ª chuva e 2ª chuva, sequencialmente Tabela 20. Continuando em ordem decrescente de PS, surgem Uhs, Idox e Bdog e Ieox. De acordo com a literatura, é esperado que as maiores perdas aconteçam nos solos com texturas limosas e franco-limosos, uma vez que são mais susceptíveis, seguidos dos argilosos e franco-argilosos, em oposição à susceptibilidade da textura arenosa e franco-arenosa grosseira (Figueiredo et al., 2015c). Entretanto, nesta simulação, as maiores perdas foram associadas aos solos de textura predominantemente argilosa, ficando o Ieox, em teoria mais suscetível, como o solo com menor perda associada. Esse episódio pode estar associado, mais uma vez, a pedregosidade, visualmente maior no solo Ieox.

Tabela 20. Resultados para o parâmetro Perda de Solo e o indicador Erodibilidade nos solos simulados.

Chuvada	Perda de Solo ( $\text{g.m}^{-2}$ )				Erodibilidade ( $\text{ton.ha}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ )			
	1		2		1		2	
Solo	Média	$\sigma$	Média	$\sigma$	Média	$\sigma$	Média	$\sigma$
Bdog	84,2	23,5	107,9	53,7	0,025	0,009	0,031	0,014
Idox	94,3	13,0	116,2	57,5	0,026	0,004	0,031	0,013
Ieox	72,6	4,1	80,4	31,4	0,019	0,000	0,021	0,008
Iebb	153,4	34,5	183,9	3,9	0,043	0,007	0,052	0,002
Uhs	96,2	28,5	108,3	8,7	0,025	0,007	0,029	0,003

No tocante ao Indicador Erodibilidade, o padrão da Figura 28(b) é semelhante ao observado para PS, dado que EROD é calculado em função de PS. Segundo Figueiredo et al. (2015c), a erosividade anual média pode ser assumida como a altura de precipitação. Assim, foi possível obter EROD em unidades equivalentes de  $\text{ton.ha}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ . O nível de significância foi atingido no efeito solo, e o teste de diferenciação das médias indicou que Iebb apresenta uma EROD média de 0,02 e  $0,024 \pm 0,002 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{mm}^{-1}$  maiores na 1ª e 2ª chuva, respectivamente, em relação as demais médias.

Lima (2016) estimou as erodibilidades (fator K) dos solos Idox e Ieox em 0,061 e 0,071  $\text{MJ.ha}^{-1}.\text{mm.h}^{-1}$ , respectivamente, as quais denotam alta Erodibilidade. Valores próximos a estes eram aguardados para o ensaio, no entanto, de forma oposta, são os solos que tem menor fator K associado.

Neste parâmetro, novamente temos o efeito da pedregosidade, desta vez como redutor da Erodibilidade. O teor de elementos grosseiros exerce a função de proteção da superfície do impacto direto das gotas de chuva, além de criar pequenas estruturas que funcionam como barreiras, reduzindo o volume e a velocidade do escoamento, favorecendo assim a permeabilidade do perfil (Figueiredo et al., 2015c). Como dito anteriormente, apesar de não existirem dados fiáveis que comprovem essa hipótese, apenas observações, ela é quem sustenta a explicação do comportamento.

A EROD detectada na primeira chuvada foi em média, 40 % menor em relação aos valores encontrados por Morais (2019). Quando comparamos a segunda chuva, a redução média foi 10% maior do que a anterior (Figura 29). Os tabuleiros no início do experimento representavam um solo mobilizado, possivelmente com menor estabilidade de agregados, devido ao procedimento de montagem dos mesmos. No decorrer do período de seca, os solos permaneceram intocados e, supostamente, o processo de secagem propiciou a retração dos coloides e a consolidação dos materiais, cuja resposta erosiva é de baixa magnitude, prevalecendo o salpico expressivo no primeiro contato com a água das precipitações.

Ademais, o tratamento adotado por Morais (2019) foi saturar os tabuleiros antes de submetê-los as simulações. No presente estudo, apesar de expor os solos à duas precipitações subsequentes, a possibilidade de os poros dos solos não terem sido preenchidos em sua totalidade existe. Ou seja, para que haja escoamento e perda de solo, é necessário que o solo esteja umedecido e/ou saturado a partida. A teoria suportada neste caso é de que seriam necessárias mais do que duas chuvadas para que a saturação fosse atingida.

Outra possível hipótese é fundamentada na exportação excessiva de partículas que não são equilibrados pelo sistema devido à descontinuidade no fluxo do balanço dos sedimentos que as parcelas ocasionam. Esta é apontada como uma das incertezas da utilização de métodos de simulação de erosão por parcelas confinadas (Boix-Fayos et al., 2006).

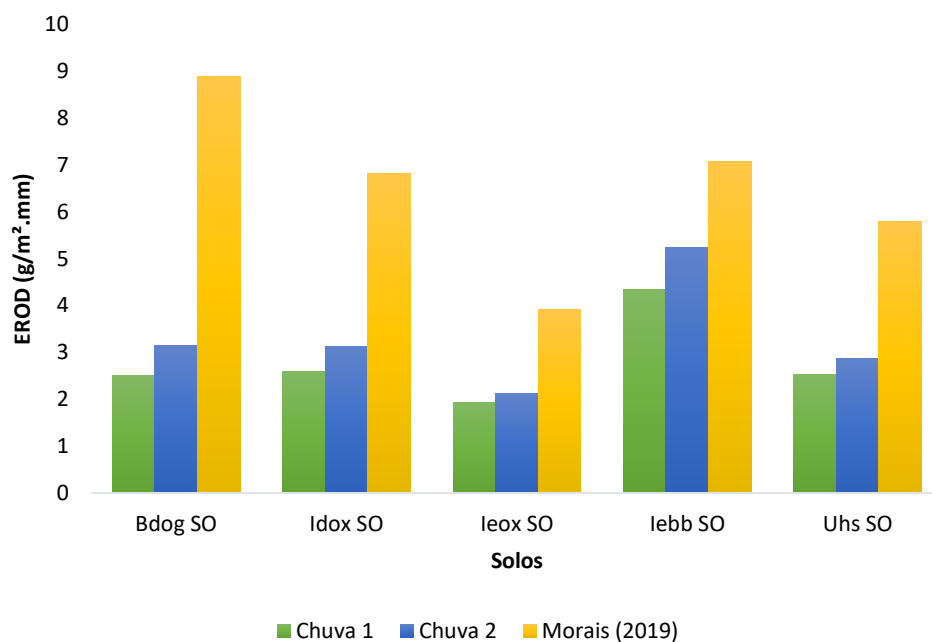


Figura 29. Resultados comparativos do indicador Erodibilidade entre chuvadas e Morais (2019).

#### 4.2.5. Concentração de Sedimentos, global (CSg) e em suspensão (CSss)

A Concentração de Sedimentos em Suspensão tem relação direta com os sedimentos transportados pela água de escoamento. A ANOVA não evidenciou diferenças entre chuvadas, mas sim para o efeito solos ( $p$  valor = 0,030). De fato, a diferenciação de médias revela dois grupos, sendo as unidades de solo Bdog e leox pertencentes ao grupo de menores CSss, ao passo que os demais revelaram perdas superiores, como é percebido na Figura 30(b). Ao analisar o comportamento dos sedimentos em suspensão entre uma chuva e outra, não é possível estabelecer uma proporção, uma vez que em função do tipo solo, ora CSss é maior na primeira chuva, ora menor.

Os sedimentos em suspensão são substancialmente inferiores aos valores de sedimentos globais, uma vez que representam apenas as partículas facilmente transportáveis da fração de terra fina do solo. Porém, do ponto de vista ambiental, são as mais problemáticas e que merecem atenção, pois são aquelas que tem maior potencial de atingir os corpos hídricos.

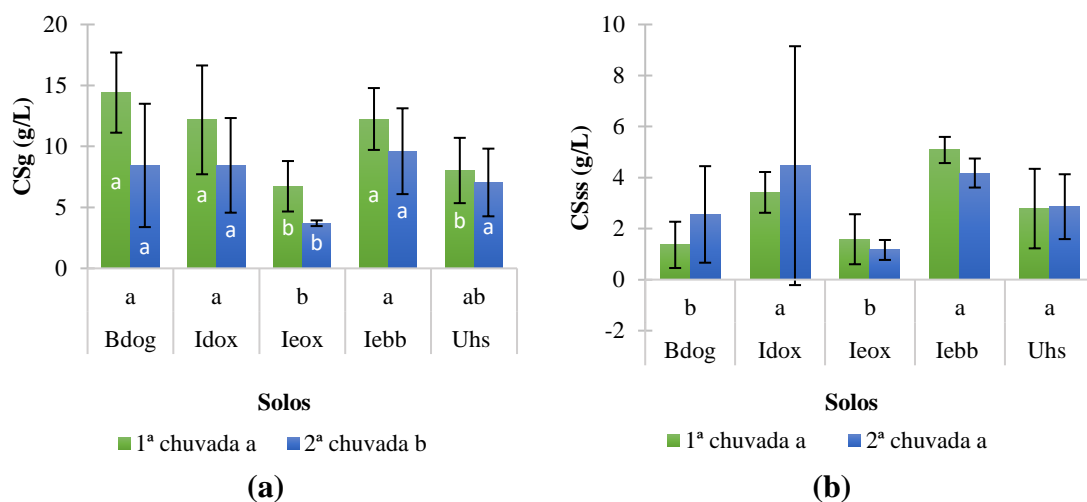


Figura 30. Comportamento da Concentração de Sedimentos Global (CSg) (a) e em Suspensão (CSss) (b) nas simulações. Chuvadas (legenda) e Solos (abscissa) seguidos de letras distintas apresentam diferenças significativas entre si (ANOVA e LSD, 5%).

A concentração de partículas em suspensão foi maior para Iebb, Idox e Uhs, nesta ordem. Este parâmetro pode ter comportamentos ambíguos em função da textura e do prolongamento das precipitações e dos solos. Se demasiado longas, certas texturas podem ter a tendência de acumular água e somente depois as partículas são arrastadas em suspensão, exemplo do solo Uhs (Figura 31). Se muito curtas, a água caída não tem capacidade de carrear tantas partículas nos solos que possuem maior agregação. Por outro lado, não tendo agregação, a tendência é perder mais sedimentos pelo transporte da água, o que pode ter passado com os tabuleiros de Idox.

Para CSg, no efeito solos, Ieox apresentou a menor concentração de sedimentos global, Bdog, Idox e Iebb estão associados às maiores concentrações, enquanto que Uhs está na transição destes. Mais uma vez, o efeito redutor pode ser atribuído à visível pedregosidade do solo Ieox.

O indicador Concentração de Sedimentos Global é condicionado ao parâmetro PS e a altura de água escoada e representa as partículas não carregadas por ela. Na PS (Figura 28(a)), foi verificado que para todos os solos estudados, as perdas foram maiores na segunda chuva, contudo, na Figura 30(a), vê-se que CSg foi maior na primeira chuva, e ainda, a diferença entre as chuvas para este parâmetro é significativa ( $p$  valor = 0,013). Tomando a primeira chuvada como exemplo, apesar do parâmetro PS ser menor, o Escoamento (E, mm) também foi menor, efeito este que resulta no aumento da concentração. O oposto é verificado na chuva posterior.



Figura 31. Detalhes do escoamento, sedimentos e salpico nos instrumentos de coleta momentos após a segunda chuvada sob o solo Uhs. No tabuleiro da direita, a zona de concentração de escoamento se destaca.

Estes resultados levam a hipótese inicial de que o efeito das primeiras precipitações, apesar de gerar menores perdas de água por escoamento, levam a uma maior concentração de sedimentos. Dito isto, estabelece-se a hipótese de que uma chuvada mais forte do que a simulada, pode ser geradora de uma perda de solo maior. Ou seja, embora a produção de escoamento não seja grande, ela vai ser capaz de carrear uma quantidade mais expressiva de sedimentos.

Com efeito, ao estabelecer a comparação com Moraes (2019), é revelado o aumento médio de 130% na concentração de sedimentos global na primeira chuvada, para os solos em que este parâmetro foi maior. As exceções são, nomeadamente, Uhs e Bdog (Figura 32). Observa-se ainda, que CSg foi aproximadamente 30% maior na primeira chuvada do que na segunda.

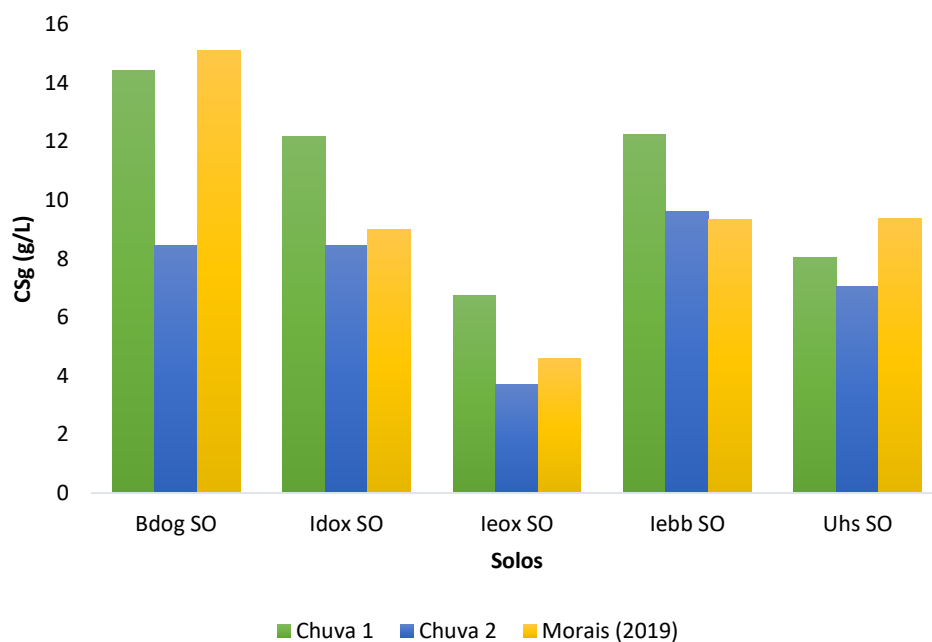


Figura 32. Comparação da Concentração de Sedimentos Global obtidas para a chuva 1, chuva 2 e as simulações do trabalho de Morais (2019).

Assim, o efeito das primeiras precipitações se reflete não necessariamente em maiores perdas de solo, mas sim, essencialmente numa maior concentração de sedimentos e perdas por salpico. Apesar do fato do escoamento ser inferior aos valores encontrados por Morais (2019), o que demonstra que as duas chuvas simuladas do presente trabalho não foram suficientes para atingir a saturação dos tabuleiros, ele se pronunciou mesmo que inferior a taxa de infiltração, o que sugere que o processo de secagem altera a agregação das partículas, podendo promover a geração de uma crosta na camada superficial que permite o escoamento mesmo que o perfil em profundidade não esteja saturado, ou seja, com todos os poros preenchidos por água.

## **CAPÍTULO V – BALANÇO HÍDRICO E HUMIDADE DO SOLO (ESA CCI SM)**

### **5. BALANÇO HÍDRICO E IMAGENS DE SATÉLITE - ESA Soil Moisture**

No contexto de eventos extremos como as secas, a humidade do solo desempenha papel importante na gestão dos recursos hídricos, assim como o balanço hídrico. O ciclo hidrológico é importante uma vez que a água modela o terreno, interfere na fauna e na flora e condiciona o clima de uma determinada região. Com a crescente busca por instrumentos e tecnologias acessíveis, a proposta deste capítulo é desenvolver uma metodologia que integre e correlacione produtos de imagens de satélite e dados terrestres, a qual é detalhada nos itens subsequentes.

#### **5.1. ASPECTOS METODOLÓGICOS**

##### **5.1.1. Seleção do período de estudo e da estação meteorológica**

A escolha de um intervalo de tempo com dados confiáveis, tanto da estação meteorológica terrestre quanto da cobertura de imagens de satélite demandou tempo, busca de fonte de dados e foi crucial para o desenvolvimento dos trabalhos. A problemática de encontrar um período de sobreposição dos dados exigiu inúmeras análises e testes, sendo que ao final destes, designou-se um intervalo de tempo sequencial de 14 anos, compreendidos entre 2003 e 2016.

A justificativa para essa escolha é essencialmente garantir a adoção de um critério único que possa ser seguido para descarregar os dados das imagens de satélite, que será detalhado com mais pormenor nos próximos tópicos. A avaliação não pode ser estendida a partir do ano de 2016 pois a partir desta data não estão disponíveis produtos combinados utilizados na compilação dos dados de humidade de solo.

Relativamente a estação meteorológica, foram utilizadas duas estações, cujas características são apresentadas na Tabela 21. A estação IPMA Bragança é considerada de referência, todavia, os dados não são amplamente e gratuitamente disponibilizados e, em vista disso, utilizaram-se dados de anos específicos apenas para calibrar e definir o método. Posteriormente, a análise global da série de 14 anos foi realizada somente com os dados da estação Quinta de Santa Apolónia, que é gerenciada pela Escola Superior Agrária do Instituto Politécnico de Bragança.

Tabela 21. Características das Estações Meteorológicas do estudo.

Estação	IPMA Bragança	Quinta de Santa Apolónia
Latitude	41°48'14" N   41.80388	41°47'48" N   41.79667
Longitude	6°44'24" W   -6.74283	6°45'57" W   -6.765833
Altitude (m)	690	681
Tipo	Automática Principal (EMA I)	Automática
Início funcionamento	01/01/1996	15/12/2000

### 5.1.2. Balanço hidrológico

O balanço hidrológico é uma ferramenta que pode ter diversas aplicações, sendo a caracterização e classificação climática uma delas (Lencaste e Franco, 2006). O método que permite a obtenção sequencial do balanço hídrico mais difundido é o proposto por Thornthwaite e Mather (1955). Ele é equacionado para um período anual, a partir de dados mensais.

Uma das aplicações do balanço hidrológico é a caracterização climática de uma região. Por meio dele é possível perceber as relações entre a humidade no solo e as principais variáveis consideradas, a Precipitação, a Evapotranspiração Potencial, a Evapotranspiração Real (ET<sub>r</sub>). Assim, é possível identificar os intervalos com superávit hídrico (SH) e déficit hídrico (DH), o que pode ser sumarizado em duas estações, húmida e seca, respectivamente.

Em períodos de precipitações subsequentes, quando  $P > ET_r$ , o solo já atingiu a capacidade de campo e, portanto, há um excedente de humidade no solo, fato que resulta em um período de armazenamento, com superávit hídrico. O contrário é observado para a estação seca, onde mês após mês a precipitação é menor que a evapotranspiração, ocasionando carência de água e déficit de humidade. Destaca-se também o período de recarga, no término da estação seca, que corresponde ao umedecimento do solo (Thornthwaite e Mather, 1955).

O roteiro de cálculo foi adaptado de (Lencaste e Franco, 2006). Para o cálculo do balanço hidrológico segundo (Thornthwaite e Mather, 1955), faz-se necessário conhecer os valores de  $P$ ,  $ET_o$  e da Capacidade Utilizável ( $C_U$ ) do solo, ou seja, definir um valor de armazenamento máximo ( $A_{máx}$ , mm) para o solo, partindo da equação básica do balanço hídrico, dado por:

$$P - (ET_e + \Delta S_{SO}) = R + \Delta S_S + G + \Delta S_{SSO}$$

onde  $P$  é a precipitação;  $ET_e$  é a evapotranspiração efetiva;  $R$  o escoamento superficial;  $G$  o escoamento subterrâneo;  $\Delta S_s$ ,  $\Delta S_{SO}$ , e  $\Delta S_{SSO}$  correspondem as variações do armazenamento de água à superfície, no solo agricultável e no subsolos, respectivamente. Para fins de facilitar o entendimento, será adotado  $\Delta S_{SO} = \Delta A$ . A  $ET_e$  corresponderá à  $ET_o$  sempre que não houver limitações de água e, a  $P - \Delta A$  quando a variação do armazenamento de água no solo for negativa ( $\Delta A < 0$ ), ou seja, não há água disponível para que o fenômeno ocorra. A capacidade utilizável é a variável que limita o armazenamento e conseqüentemente, a sua variação. Duas situações podem ocorrer:

- i) Superávit hídrico (SH), sempre que  $P \geq ET_o$ , equacionando:

$$SH = P - (ET_o + \Delta A); \quad (\Delta A \geq 0)$$

- ii) Déficit hídrico (DH), quando  $P < ET_o$ , sendo:

$$DH = ET_p - ET_e = (ET_p + \Delta A) - P; \quad (\Delta A < 0)$$

Dado que:  $ET_e = P - \Delta A$ ; ( $\Delta A < 0$ )

Assim, um período húmido corresponde a um conjunto de intervalos seguidos com superávit hídrico, enquanto que períodos sequenciais de déficit definem um período seco. Na metodologia, assume-se que durante a estação húmida o armazenamento de água no solo equivale a diferença  $P - ET_o$ , até o momento em que a capacidade utilizável é atingida, ou seja,  $A = C_C$ . O método original considera uma Capacidade Utilizável ( $C_U$ ) máxima, isto é,  $A_{máx}$ , é fixa em 100 mm para o cálculo do balanço, utilizado para fins de classificação climática. Entretanto, a mesma pode ser estimada por:

$$C_U = \frac{(C_C - C_E) * Da * z}{10}$$

sendo  $C_C$  = teor de humidade do solo à Capacidade de Campo;  $C_E$  = teor de humidade de solo à Capacidade de Emurchecimento (ponto de murcha permanente);  $Da$  = densidade aparente do solo ( $g/cm^3$ );  $z$  = profundidade efetiva do sistema radicular da cultura (cm);

Para o período seco, contudo, o armazenamento não diminui de forma linear, pois a secagem aumenta as forças de retenção de água no solo, sendo  $A$  estimado pela expressão em cada intervalo de tempo do período seco, sempre que  $P < ET_o$  :

$$A = C_U e^{L/C_U}, \text{ com } L(i) = \sum_{j=1}^i [P(j) - ET_p(j)]; (L < 0)$$

sendo que (i) corresponde ao número de ordem do intervalo em estudo, desde o início do período seco, e (j) o de qualquer intervalo do mesmo período seco. Em síntese, a variação do armazenamento que ocorre em cada intervalo de déficit é dada da seguinte forma:

$$\Delta A(i) = \Delta A(i) - \Delta A(i - 1) = C_U e^{\frac{L(i)}{C_U}} - \Delta A(i - 1)$$

Esse método foi automatizado em uma folha de cálculo de Excel e aplicado para todos os anos do período de estudo selecionado. Com o intuito de avaliar as variações e consequências do valor de  $A_{máx}$  adotado, foram testadas 5 condições de  $A_{máx}$ : 25 mm, 50 mm, 75 mm, 100 mm e 150 mm.

Para a estimativa da  $ET_o$ , foram utilizadas duas metodologias, a de Thornthwaite (ANEXO II) e a de Penman-Monteith, esta última recomendada pela FAO, calculada com o auxílio do software Ref-ET, desenvolvido pela Universidade de Idaho e de acesso gratuito no sítio : <https://www.uidaho.edu/cals/kimberly-research-and-extension-center/research/water-resources/ref-et-software>. Os testes mostraram que, apesar de o método Thornthwaite subestimar a  $ET_o$ , ele permite automatizar e criar uma rotina de cálculos que simplifica e propicia a sistematização das estimativas, uma vez que requer menos dados de entrada e dispensa a necessidade de preenchimento de falhas de séries de dados meteorológicos. Este estudo de caso pretende ainda replicar a metodologia e, portanto, à medida que o número de estações é ampliado, por defeito será escolhido o método que requer os dados mais comumente disponíveis nelas, o que Penman não permite. Dessa maneira, adotou-se a metodologia proposta por Thornthwaite (1948).

### 5.1.3. Imagens de satélite – Soil Moisture ESA CCI

O projeto *Soil Moisture* do programa CCI – *Climate Change Initiative* da ESA – European Spacial Agency, fornece dados de humidade do solo (*Soil Moisture – SM*) e a incerteza associada (*SM\_uncertainly*) de três formas distintas: obtidos de forma activa, passiva ou pela combinação dos dois últimos, sensores micro-ondas activos e passivos (radiómetros).

O produto activo é resultado de sensores micro-ondas do tipo radar, que emitem sua própria energia através de um pulso eletromagnético e detectam a energia refletida pela superfície da terra. Esse sistema é sensível a humidade do solo, especialmente nas

baixas frequências, bandas L ( $f = 1 - 2$  GHz;  $\lambda = 30 - 15$  cm) e C ( $f = 4 - 8$  GHz;  $\lambda = 7.5 - 3.8$  cm), uma vez que nesta região do espectro, a constante dielétrica do solo traduz uma resposta proporcional ao teor de água na camada superficial. Os produtos passivos, por sua vez, são obtidos através da temperatura do brilho capturada por sensores operando na faixa micro-ondas, com diferentes características radiométricas.

Para o presente estudo, foram utilizados os produtos combinados (sensor activo + passivo), os quais fazem uso de alguns satélites que incorporam a frequência de 1.4 GHz da banda L, cuja característica é a melhor capacidade de penetrar a vegetação. Estes produtos combinados são desenvolvidos por uma empresa holandesa VanderSat BV, que tem sede no Austrian Earth Observation Data Centre da UT Wien (Centro Austríaco de Dados de Observação da Terra, Universidade Técnica de Viena), sendo a descrição dos mesmos apresentadas na Tabela 22.

Há um historial de informações de dados ao longo das últimas 4 décadas, que foram sendo atualizados e melhorado a cada versão de lançamento. O material foi descarregado a partir do sítio <https://cophub.copernicus.eu/dhus/#/home> e se fez uso do SIG SNAP, desenvolvido pela ESA, na sua versão 6.0, para tratar as imagens e extrair os dados de interesse, disponível para download de forma gratuita em <http://step.esa.int/main/download/>.

Tabela 22. Descrição dos dados de Soil Moisture (SM) utilizados no estudo.

<b>Características dos dados Soil Moisture ESA CCI</b>	
Unidade de medida	$m^3 m^{-3}$
Resolução espacial	25 x 25 km <sup>2</sup>
Resolução temporal	1 dia
Cobertura	Global
Acurácia	0.04 $m^3 m^{-3}$ erro quadrático médio de raiz imparcial
Estabilidade	0.01 $m^3 m^{-3} y^{-1}$ (variabilidade anual das diferenças sistemáticas)
Histórico de registo	1978 - 2016
Profundidade da camada	0.2-0.5 cm (camada superficial do solo)
Formato	NetCDF
Versão	V04.2
Produto combinado: ativos (radar) / passivos (dispersômetros)	ERS-1/2 AMI WS, ERS-2 AMI WS, MetOp-A+B ASCAT/ SMMR, SSM/I, TRMM, Windsat, AMSR-E, AMSR2, SMOS

Fonte: adaptado de Dorigo et al. (2017) e ESA (2018).

Dorigo et al. (2017) afirma que não existe um consenso em relação a profundidade da camada do solo que os dados representam, entretanto, é usualmente adotada a região equivalente a superficial (até 5 cm). A unidade de SM é volumétrica ( $m^3.m^{-3}$ ), podendo ser convertida àquela mais conveniente para o estudo, neste caso, foi utilizado o percentual (%). Os pixels contêm uma graduação de cinza e tons mais escuros representam valores de humidade baixos, enquanto tons mais claros revelam alta presença de água no solo.

#### *5.1.3.1. Seleção do pixel representativo da área de estudo*

Conforme descrito, a resolução espacial é grosseira, com um valor médio de SM por pixel, dado que cada pixel representa uma área de 25 km<sup>2</sup>. Logo, foi prudente realizar um teste que envolveu a seleção de um quadrante de quatro pixels, cujo propósito foi confrontar os dados de cada um e definir o melhor pixel representativo das condições das estações meteorológicas IPMA Bragança e Quinta de Santa Apolónia, detalhadas na Tabela 21 do início deste capítulo.

A Figura 33 exhibe a área de estudo, inserida no limite do NE de Portugal. As coordenadas das extremidades foram utilizadas para obtenção do recorte, sendo que as coordenadas médias de Latitude Norte e Longitude Leste do Pixel 1, Pixel 2, Pixel 3 e Pixel 4 correspondem, em sequência, a 41.875, -6.625; 41.875, -6.875; 41.625, -6.875 e 41.625, -6.625. A localização das estações utilizadas no estudo é indicada na Figura 34, bem como o contexto na qual estão inseridas. Ambas se localizam em regiões limítrofes dos quadrantes.

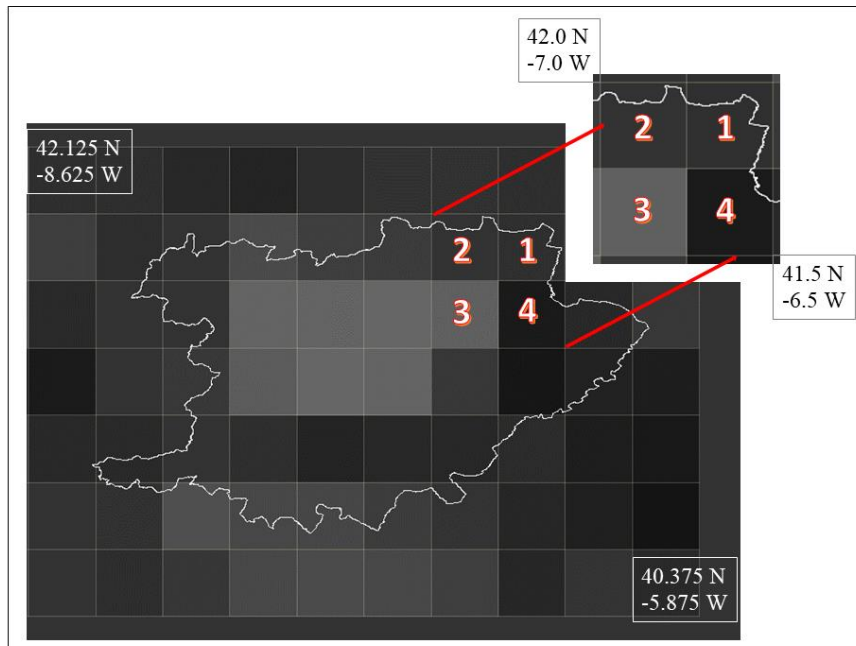


Figura 33. Esquema da localização dos Pixels selecionados para testes inseridos no limite do NE de Portugal. As coordenadas utilizadas para o recorte são indicadas nos extremos.

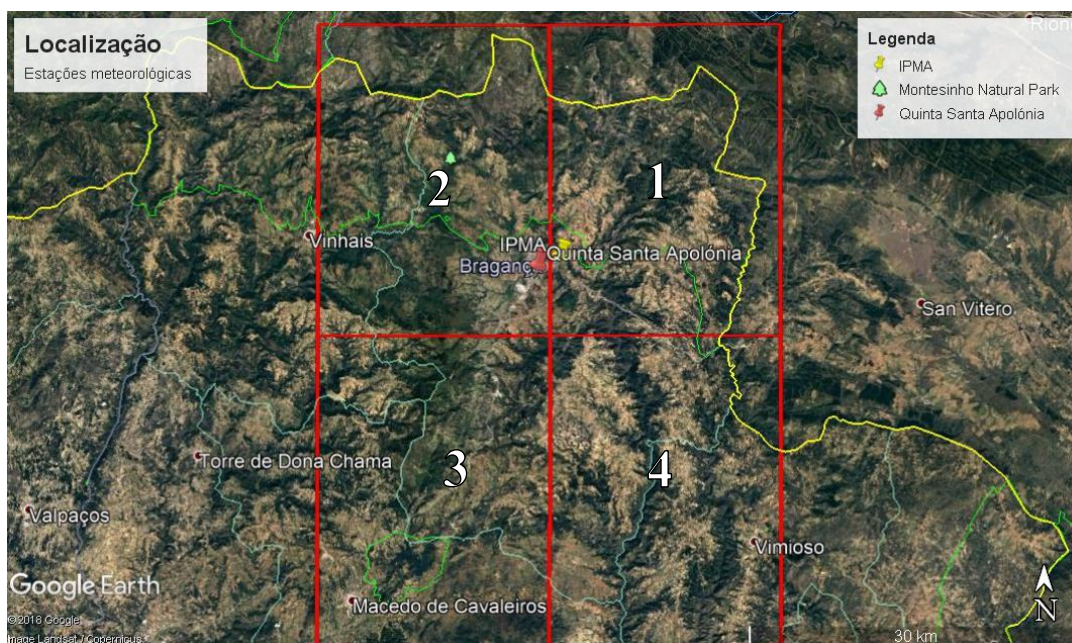


Figura 34. Localização das estações meteorológicas e contextualização do entorno.

O Pixel 1 e Pixel 2 englobam, em mais da metade da extensão total de área, o Parque Natural do Montesinho, onde estão inseridas as Serras de Montesinho (1.486 m) e a Serra da Coroa (1.274 m) e, na extremidade norte, já em território espanhol, parte do maciço da Serra de Sanabria. Tal contexto faz com que a amplitude das altitudes nestes quadrantes varie muito, desde 400 m até cumeadas acima de 1.200 e 1.600 m, conforme Figura 35. O pixel 3 se encaixa no mesmo caso anterior, pois nele está inserido a Serra

da Nogueira, com altitude máxima de 1.319 metros. Este efeito de relevo tem influência crucial no clima, de forma que nestas regiões predomine as características de Terra Fria de Montanha e de Alta Montanha Transmontana, com maior densidade vegetativa e pluviosidade, grande interferentes na presença de humidade do solo.

Este argumento fundamenta e justifica a escolha do Pixel 4 para representar a área de estudo das estações meteorológicas, uma vez que apresenta as altitudes médias próximas àquelas encontradas em Bragança (Figura 35), na maior parcela da sua área, com predomínio da zona climática de Terra Fria de Planalto e Terra Fria de Transição, por volta dos 700 mm médios anuais. Para confirmar esta ideia, na etapa de testes correlacionaram-se dados SM de 3 anos da estação do IPMA para cada quadrante, sendo que os Pixels 1, 2 e 3 apresentavam na grande maioria dos casos, dados de maior valor em relação ao 4. Desta forma, com base nestas análises e argumentos, adotou-se o pixel 4 para dar seguimento ao estudo.

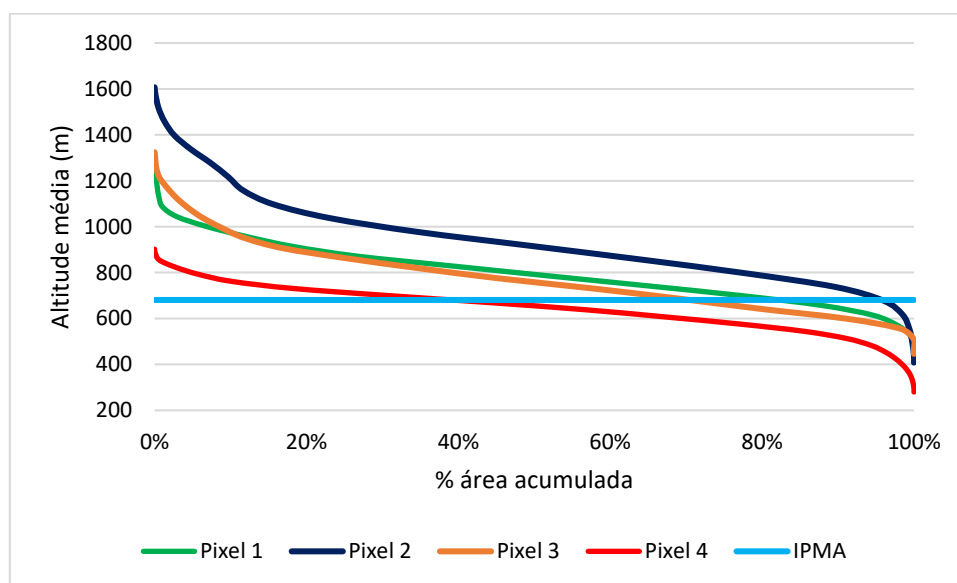


Figura 35. Variação da altitude média em cada pixel seleccionado.

### 5.1.3.2. Definição do critério de representatividade da média SM mensal

Definido o pixel de interesse, o próximo passo é definir um critério único a ser adotado para extrair os dados de humidade de solo das imagens de satélite. Para tal, realizaram-se alguns testes com o objetivo de identificar uma forma de representar a média mensal. Nesta etapa da pesquisa foram utilizados uma série de boletins climatológicos mensais disponibilizados no endereço virtual do IPMA

(<http://www.ipma.pt/pt/oclima/boletins/>), para os anos de 2005, 2006 e 2007, os quais continham gráficos e estatísticas de dados diários de precipitação para a estação de Bragança. Portanto, este foi o período e a estação de referência adotados.

Na ocasião, várias tentativas foram consideradas para avaliar o comportamento da imagem de satélite com o intuito de garantir a representatividade da média mensal de SM, dentre elas, os dias de picos extremos de precipitação diários, o dia anterior e posterior; as datas equivalentes ao início, metade e final do mês, considerando várias médias entre estes 3 últimos; e ainda, uma média de todos os dados diários disponíveis do mês. Além da representatividade, foi preciso encontrar uma maneira prática, operacional e exequível, uma vez que a coleta de dados diários de todos os dias do mês demanda tempo e, dado que a média mensal só pode considerar os dias cujos dados associados existem, é preciso considerar o fato de que existem dias para os quais não há nenhum valor de humidade do solo associado.

Feitas as análises e estabelecidas algumas correlações, verificou-se que a média contendo os dados SM do início, metade e final do mês era sobretudo equivalente a calcular uma média mensal de SM contendo todos os dados diários disponíveis do mês. Para operacionalizar a aquisição dos dados, o SM do final do mês em questão foi representado pelo dado correspondente ao início do mês subsequente, o que implica adquirir 2 dados de humidade do solo por cada mês. Dessa maneira, o método adotado para representar da média mensal de *Soil Moisture* se baseou na expressão:

$$SM_{mensal} = \frac{SM_{início\ mês\ (i)} + SM_{metade\ mês\ (i)} + SM_{início\ mês\ (i+1)}}{3}$$

Ainda que os dados existem a partir desde o ano de 1978, para os anos anteriores à 2003 é muito frequente a inexistência ou inconsistência de imagens para todos os locais do globo terrestre, o que impossibilitou a manutenção do critério de estabelecimento de uma média mensal. Além disso, os boletins com médias mensais da estação do IPMA não cobrem um historial muito alargado, fato que levou a adoção destes apenas para o estabelecimento do critério. Na etapa de coleta de dados do período de tempo de estudo contendo 14 anos sequenciais (2003 - 2016) para a estimativa do balanço hídrico, utilizou-se a estação Quinta de Santa Apolónia, como já mencionado.

### 5.1.3.3. Modelos de regressão

Os dados mensais de humidade do solo e de balanço hídrico do período de estudo (2003 – 2016) somaram um total de 168 valores para cada parâmetro. Foram realizadas regressões para o período global (14 anos) e de forma individual, para cada ano, considerando 12 meses.

As correlações foram estabelecidas considerando 5 condições de Amáx (25, 50, 75, 100 e 150 mm) e 4 modelos de regressão, levando em conta o valor de Amáx adotado. Os modelos utilizados são apresentados na Tabela 23. As séries foram dispostas em sequência e as correlações realizadas de forma individual, para cada ano, e de forma global, a considerar o conjunto total de 14 anos de dados.

O primeiro modelo (I) é baseado em um critério de otimização, condicionado em função de um limiar de SM. Esse valor é definido de forma que sejam igualados os quartis de distribuição percentuais dos valores de SM correspondentes a duas séries: humidades do solo quando  $A = Amáx$  e  $A < Amáx$ . Com o limiar definido, a série é classificada em detrimento desta premissa e, todos os valores de SM acima deste limiar, são igualados a Amáx, originando assim um patamar após o limiar da abcissa SM, cujos dados não são considerados na regressão.

A condição (II) representa uma regressão linear simples, com os valores extremos limitados. Ou seja, não se pretende que o modelo estime valores negativos para A, uma vez que é sabido que quando  $A = 0$  mm, a situação verificada é de déficit e, pelo contrário, quando  $A > Amáx$ , o episódio é equivalente a superávit hídrico, um excesso de humidade. Assim, a estimativa é restringida entre o intervalo  $[0, Amáx]$ .

Tabela 23. Modelos de regressão adotados na avaliação da relação entre A e SM.

Modelo de regressão	Equação
(I) Linear Condicionado 1 limiar de SM	$y = a + bx, \text{ com } y = A \text{ e } x = SM$
(II) Linear Condicionado 2 $[0, Amáx]$	$y = a + bx, \text{ com } y = A \text{ e } x = SM$
(III) Logístico Condicionado $[0, Amáx]$	$y = 100(1 + e^{a+bx})^{-1}, \text{ com } y = A \text{ e } x = SM$
(IV) Histerese $[0, Amáx]$	$y = 100(1 + e^{a+bx})^{-1}, \text{ com } y = A \text{ e } x = SM$

O modelo logístico (III), por sua vez, foi adotado na hipótese de que pudesse representar de melhor forma os patamares extremos, correspondentes aos períodos de humidade e/ou armazenamento baixos e altos, acentuando os estágios de carência e abundância de humidade. Também neste modelo as extremidades foram delimitadas por  $[0, A_{máx}]$ .

Por último, a histerese (IV) é um modelo utilizado para identificar o aparecimento de um atraso na evolução de um fenómeno físico em relação a outro. Neste sentido, o seu uso aqui é feito com a finalidade de representar os processos de recarga (umedecimento) e de secagem da água no solo. Para tal, foi necessário identificar estes períodos, segregando a série em duas, de acordo com o critério de subida ou descida do valor de SM, que é mais sensível do que A. Após este passo, a equação logística foi aplicada para ambas as séries, secagem e umedecimento, e as correlações estabelecidas. Mais uma vez, o modelo foi limitado aos valores extremos correspondentes aos patamares formados pelos dados em que  $A=0$  e  $A=A_{máx}$ .

As regressões foram aplicadas para a série original e para a série sem outliers, que foram identificados segundo o critério estatístico de amplitude interquartil, dado pela próxima sentença, onde  $Q_1 = 25\%$  e  $Q_3 = 75\%$ :

$$AIQ_{inferior} = Q_1 - 1,5 * (Q_3 - Q_1) \text{ e } AIQ_{superior} = Q_3 + 1,5 * (Q_3 - Q_1)$$

Este raciocínio foi aplicado para as 5 condições de  $A_{máx}$ , sendo que ao final, foram reunidos os dados considerados discrepantes para cada série, 8 dados no total, e estes foram retirados de todas as séries, adotando assim uma regra única para eliminar os dados extremos que estatisticamente fogem do padrão de distribuição do conjunto. Os dados da série sem outlier, portanto, totalizam 160 valores para SM e 160 para o par ordenado Armazenamento (A). Essa fase foi desenvolvida com os recursos do software Excel e as otimizações foram obtidas com auxílio do Solver, uma extensão do programa.

## 5.2. PRINCIPAIS RESULTADOS DA RELAÇÃO ENTRE BALANÇO HÍDRICO E IMAGENS DE SATÉLITE

Neste tópico, são tragos os principais resultados obtidos das análises de correlação entre os dados de humidade do solo (SM) capturados via satélite e a variável Armazenamento (A) do balanço hídrico, estimada com base em dados terrestres da estação meteorológica Quinta de Santa Apolónia – Bragança. Além da validação dos dados de satélite, a pretensão é obter um modelo capaz de estimar A com origem em dados obtidos de forma remota, e que possa representar os fenômenos relacionados à humidade que tem lugar na camada superficial do solo.

### 5.2.1. Comportamento da série de dados do período 2003-2016

Em relação ao Balanço Hídrico, um exemplo das estimativas obtidas pode ser visualizado no gráfico da Figura 36, para o ano de 2014. Pela ilustração, os períodos de déficit e superávit hídrico são claramente identificáveis. Menos expressivo é o período de recarga, porém perceptível entre os meses de setembro e outubro, visto que a precipitação começa a subir, mesmo dentro da estação seca. Conforme indicado por Lencaste e Franco (2006), nota-se pela distribuição das precipitações a característica do clima mediterrânico, visto que as mesmas se concentram nas estações do outono (Out, Nov e Dez) e inverno (Jan, Fev e Mar), que correspondem a estação húmida. Nestes períodos, a capacidade útil, também definida por Thornthwaite e Mather (1955) como Armazenamento Máximo, encontra-se no seu máximo valor.

No período em estudo, a estação seca tem início no mês de maio, na grande maioria dos casos que dizem respeito a anos húmidos, em razão do armazenamento máximo se prolongar até a estação da primavera, nos meses de abril e maio. Entretanto, nos anos secos, onde se observam precipitações totais anuais em torno e abaixo de 500 mm, os meses de armazenamento máximo diminuem consideravelmente e se concentram sobretudo no inverno, o que pode ser explicado pelo prolongamento do déficit hídrico, ou seja, da estação de seca até meados do outono adentro e do seu início antecipado, ainda em meados do mês de março.

Isto é, finda a estação seca, as precipitações começam a ficar mais pronunciadas e, aumentam, umedecendo e preenchendo os reservatórios do solo em forma de poros até

que superam a capacidade de campo e fazem com que o armazenamento volte a ficar positivo. Este ciclo é verificado para todos os 14 anos da série estudada, com períodos de déficit e/ou superávit mais pronunciados, em função das características das precipitações anuais e do armazenamento máximo fixado para o cálculo do BH.

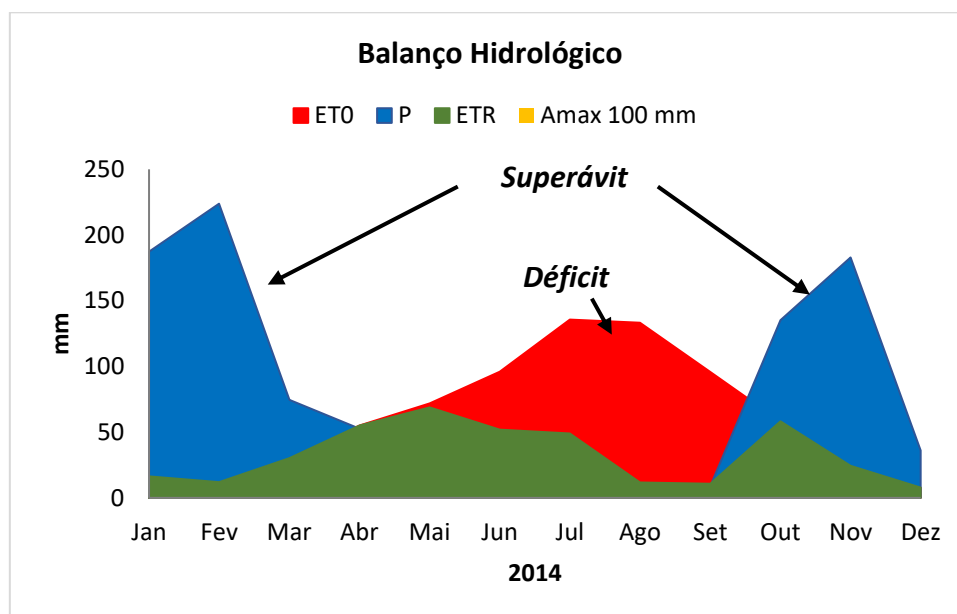


Figura 36. Exemplo gráfico do Balanço Hídrico Mensal (mm) obtido pelo método Thornthwaite-Mather para o ano de 2014.

Efetivamente, na Figura 37, é possível visualizar as flutuações das precipitações e evapotranspirações médias anuais, sendo 2004, 2005, 2007 e 2012 os anos mais secos, com precipitações anuais médias de 430,4; 382,4; 425,6 e 359,7 mm, respectivamente. No ano de 2010 é registrada a maior precipitação do conjunto de dados, um valor que extrapola os 1.500 mm anuais, volume de água não espectável e considerado anormal para Bragança. Contudo, apesar de afetar a distribuição dos dados, juntamente com outros fatores que aumentam a dispersão, este dado não é considerado discrepante na análise estatística gráfica do Boxplot (Figura 39(a)).

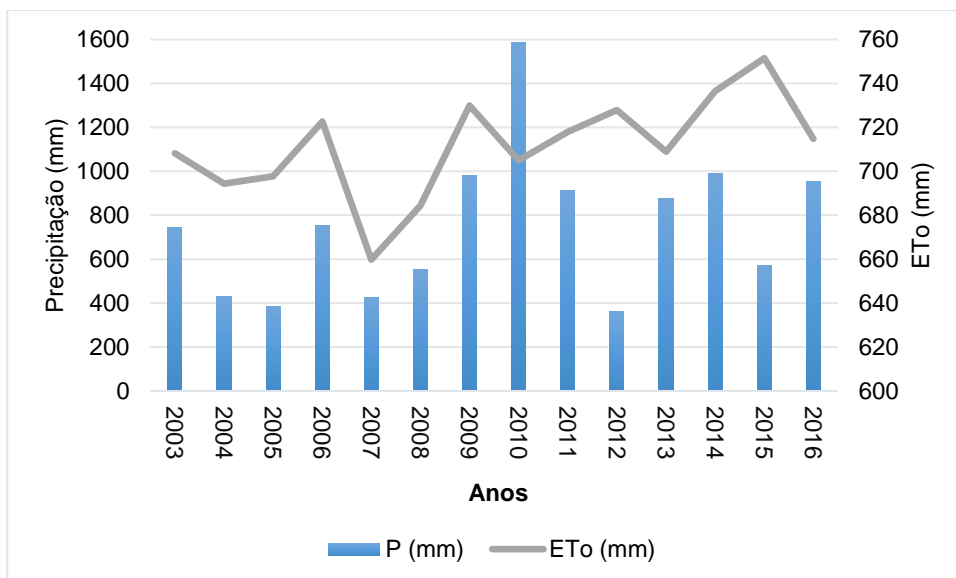


Figura 37. Comportamento das variáveis de entrada do BH ao longo do período de avaliação.

A disposição das demais variáveis obtidas no cálculo do BH, nomeadamente a ETr, DH e SH, é coerente com as variáveis P e ETo, uma vez que os superávits são verificados nos anos mais húmidos enquanto os déficits estão associados aos anos de menor precipitação, Figura 38. A distribuição destas variáveis pode ser analisada de forma empírica no diagrama de extremos e quartis, Figura 39(b), sendo que a maior dispersão está para a variável Superávit, uma vez que ela é dependente de P, cuja dispersão é de igual forma maior em relação as demais.

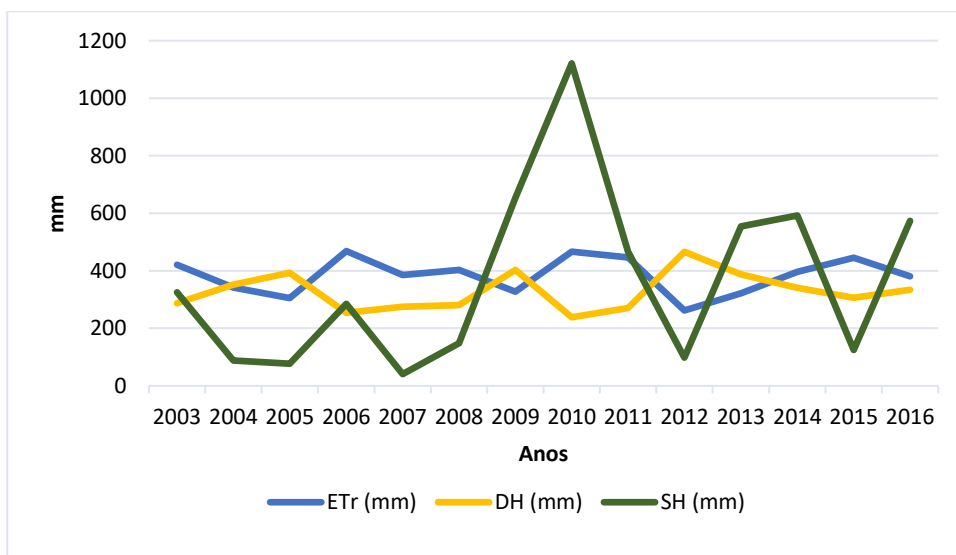


Figura 38. Comportamento das variáveis Evapotranspiração Real (ETr), Déficit (DH) e Superávit (SH) ao longo dos anos de análise.

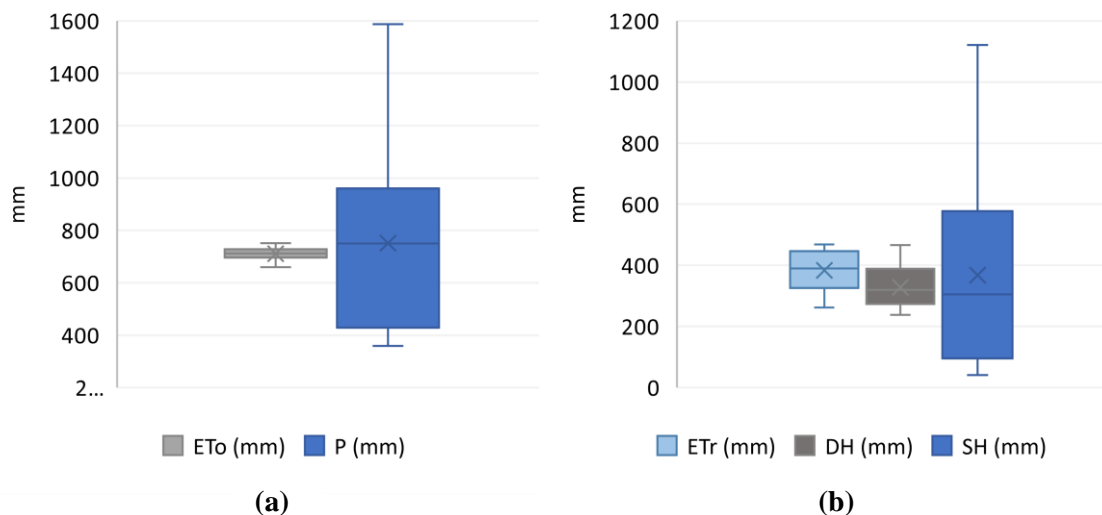


Figura 39. Diagrama de extremos e quartis para as variáveis de entrada do BH (a) e para as demais variáveis do BH (b).

Uma tentativa de sobrepor os dados do balanço hídrico em conjunto com os dados de humidade do solo detectados via satélite está na Figura 40. É possível reconhecer um padrão de acompanhamento entre as duas séries, que continua a permitir a segregação das estações húmidas e secas, bem como o período de recarga e déficite de armazenamento do solo. Inclusive, nota-se que SM atinge valores superiores ao de Amáx, neste exemplo, ajustado para 100 mm.

Esta observação fez com que se cogitasse a hipótese de correlacionar SM com o armazenamento somado ao superávit, ou seja, A+SH, uma vez que o comportamento de SM aparenta detectar mais humidade do que a Capacidade de Campo. Contudo, o superávit representa água em excesso, a qual não contribui apenas para a humidade que permanece no solo, mas, também para uma outra variável do balanço denominada escoamento. O SM é sensível somente ao que está no solo e pode, ele por si próprio, saturar. Assim, a hipótese foi descartada e foi dado seguimento as correlações com as variáveis A e SM.

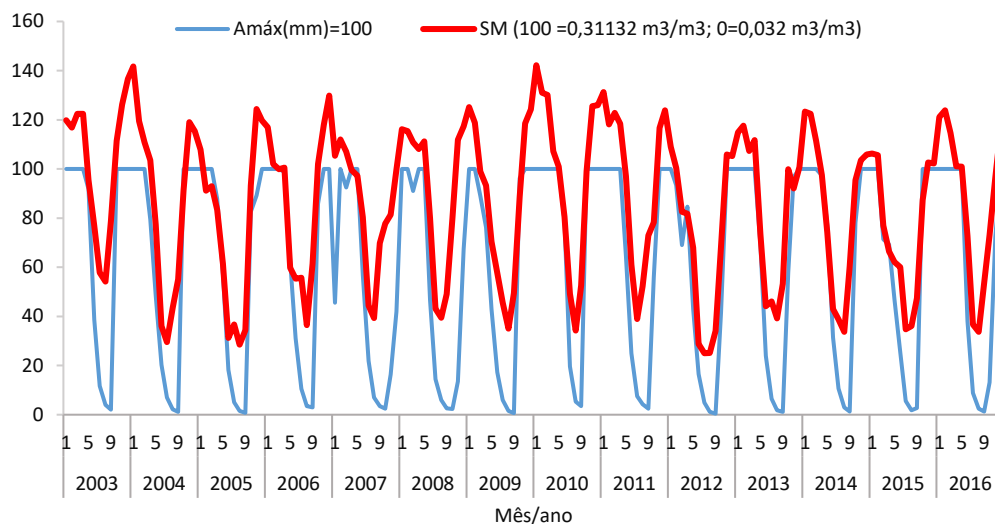


Figura 40. Sobreposição das séries originais de umidade do solo (SM) e armazenamento (A), na condição de Amáx = 100 mm.

### 5.2.2. Parâmetros estatísticos de correlação: modelos (I), (II) e (III)

Na sequência, são apresentados os parâmetros estatísticos das regressões Linear Cond. 1 (I), Linear Cond. 2 (II) e Logística (III), para a série de dados original (Série Original) e a série de dados em que foram retirados os outliers (Série Outlier), Tabela 24 e Tabela 25, nesta sequência. As correlações ano a ano foram omitidas, uma vez que a principal intenção gira na obtenção da validação do modelo para fins preditivos e as regressões globais são as que interessam para este propósito.

Tabela 24. Resumo estatístico da aplicação dos modelos de regressão para os dados da série original.

Modelo	Estatística	Série original - Amáx (mm)				
		25	50	75	100	150
Linear cond. 1 (limiar SM)	r <sup>2</sup>	0,815	0,846	0,846	0,816	0,736
	b	0,66	0,75	0,81	0,79	0,76
	a	3,29	6,12	9,26	12,46	24,52
	SEE (mm)	3,695	7,285	11,167	15,716	25,664
Linear cond. 2 [0-Amáx]	r <sup>2</sup>	0,808	0,829	0,825	0,8	0,726
	b	0,49	0,65	0,7	0,7	0,62
	a	2,35	5,15	7,98	12,21	26,98
	SEE (mm)	2,786	6,62	10,493	14,51	21,425
Logística [0-Amáx]	r <sup>2</sup>	0,835	0,884	0,842	0,79	0,686
	b	0,91	0,92	0,88	0,86	0,81
	a	0,08	3,21	8,762	15,23	30,5
	SEE (mm)	4,707	7,493	12,474	18,324	30,877

De forma geral, já na série original, os coeficientes de correlação ( $r^2$ ) indicam boas correlações, sendo que o maior, 0,884, é estimado pelo modelo logístico na condição de Amáx de 50 mm, enquanto que o menor, também pelo modelo logístico, corresponde ao armazenamento máximo de 150 mm, com o valor de 0,686. Ou seja, no primeiro exemplo, o modelo consegue explicar 88,4% dos dados com os valores nele incorporados. O coeficiente angular (b) correspondente a inclinação da reta, para um mesmo modelo, não sofre grandes variações e os coeficientes lineares (a), que representam a interceção no eixo da abcissa, aumentam de acordo com o aumento da altura (mm) de armazenamento máximo. A sigla SEE faz menção ao Erro Padrão da Estimativa, em mm. Este é um constrangimento relativamente desfavorável encontrado nas regressões aplicadas, e que cresce conforme aumentamos a condição de armazenamento máximo.

As linhas de tendência das funções I, II e III sobrepostas ao conjunto de dados da série original pode ser observada na Figura 41 com Amáx: 100 mm e Figura 42 para Amáx: 50 mm. Observa-se em ambos os casos dois patamares, um inferior correspondente aos armazenamentos nulos e outro superior, equivalentes aos valores de Amáx. Para os dados entre os patamares, é possível verificar o ajuste de cada modelo e, quando se compara a curva III nos dois gráficos, ela é quem aparenta alterar mais a sua forma na tentativa de englobar os dados.

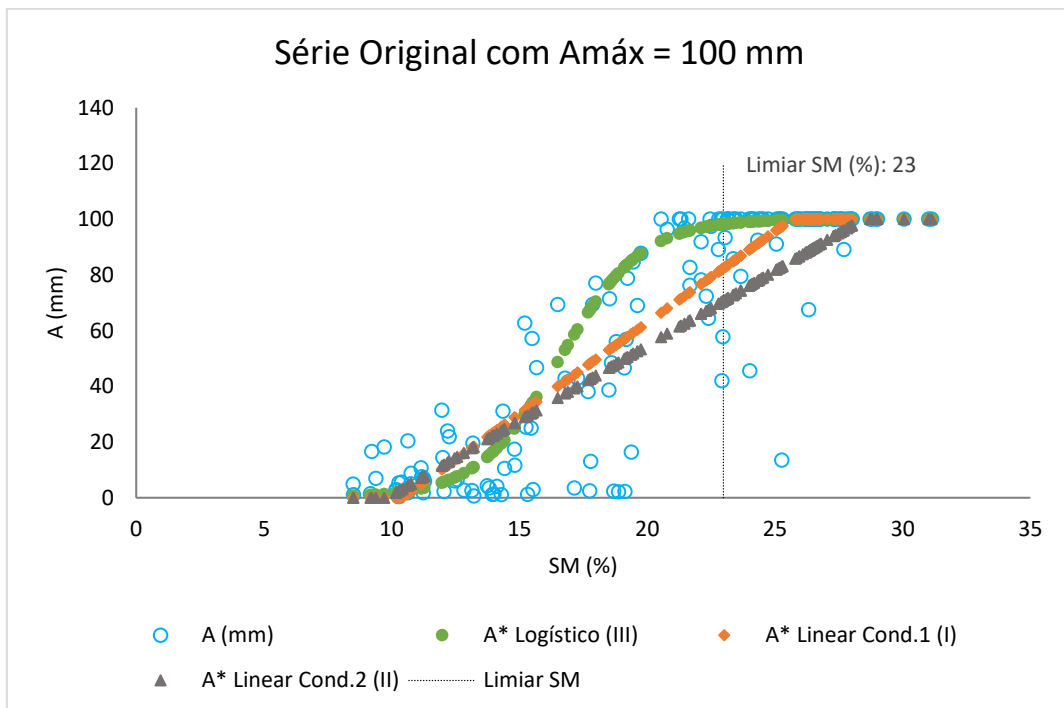


Figura 41. Modelos de regressão ajustados a série original de dados com Amáx: 100 mm.

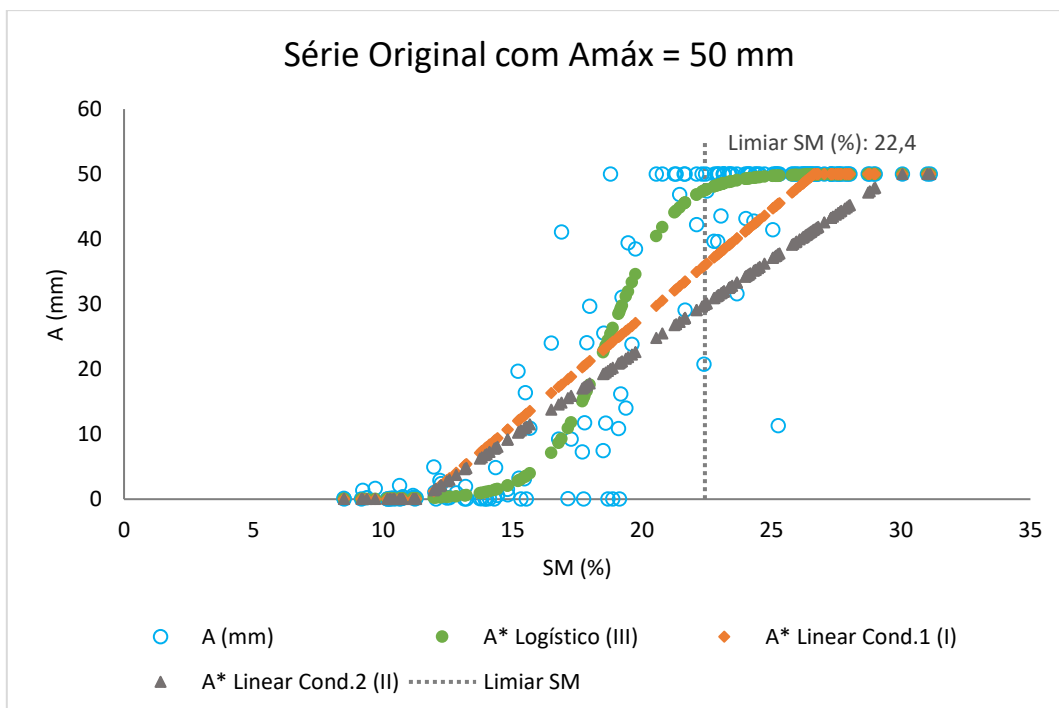


Figura 42. Modelos de regressão ajustados à série original de dados, com Amáx: 50 mm.

A remoção de valores que fogem ao padrão normal de distribuição é uma das formas de melhorar a correlação estatística e consequentemente, a representatividade do modelo. Identificar os pares ordenados discrepantes é algo intrínseco a cada caso de estudo. Neste, adotou-se o critério de amplitude interquartil aplicado a série da diferença entre valores de A, estimados e observados, para as 5 condições de Amáx. O resumo estatístico após a supressão dos dados inconsistentes e aplicação dos modelos condicionados I e II e a função logística III é apresentado na Tabela 25.

Tabela 25. Síntese estatística dos modelos de regressão aplicados para a série Outlier.

Modelo	Estatística	Série Outlier - Amáx (mm)				
		25	50	75	100	150
Linear cond. 1 (limiar SM)	$r^2$	0,859	0,906	0,91	0,89	0,81
	b	0,71	0,81	0,86	0,87	0,83
	a	2,82	4,82	6,79	8,64	18,16
	SEE (mm)	3,34	5,921	8,804	12,64	22,38
Linear cond. 2 [0-Amáx]	$r^2$	0,85	0,885	0,889	0,873	0,791
	b	0,56	0,74	0,806	0,82	0,72
	a	2,22	4,13	5,83	8,39	20,94
	SEE (mm)	2,732	5,975	9,22	12,849	20,619
Logística [0-Amáx]	$r^2$	0,889	0,942	0,91	0,878	0,781
	b	0,94	0,96	0,94	0,92	0,88
	a	-0,1	1,66	5,5	9,52	21,41
	SEE (mm)	3,877	5,377	9,53	14,098	25,897

Em uma visão global, houve uma melhora nos coeficientes de correlação, sendo que os mesmos variam entre 0,781 e 0,942, e que flutuam para cada modelo, conforme identificado também para a Série Original. Essa flutuação é observada na Figura 43(a), sendo que o melhor  $r^2$  é encontrado para na condição de Amáx: 50 mm, para o modelo logístico, situação ilustrada na Figura 44, juntamente com as demais regressões. Na Figura 43(b), é mostrado o aumento do coeficiente de correlação ao retirar os valores considerados discrepantes, e verifica-se uma ligeira melhora, apesar de não tão pronunciada.

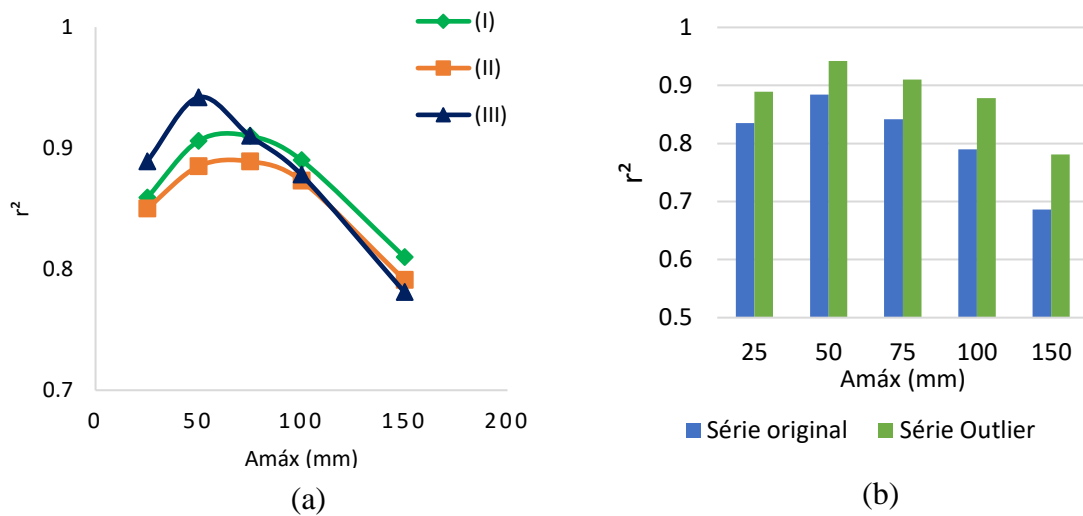


Figura 43. Variação do coeficiente de correlação  $r^2$  dos modelos I, II e III em função de Amáx (a) e variação de  $r^2$  do modelo logístico (III) em função das séries Original e Outlier.

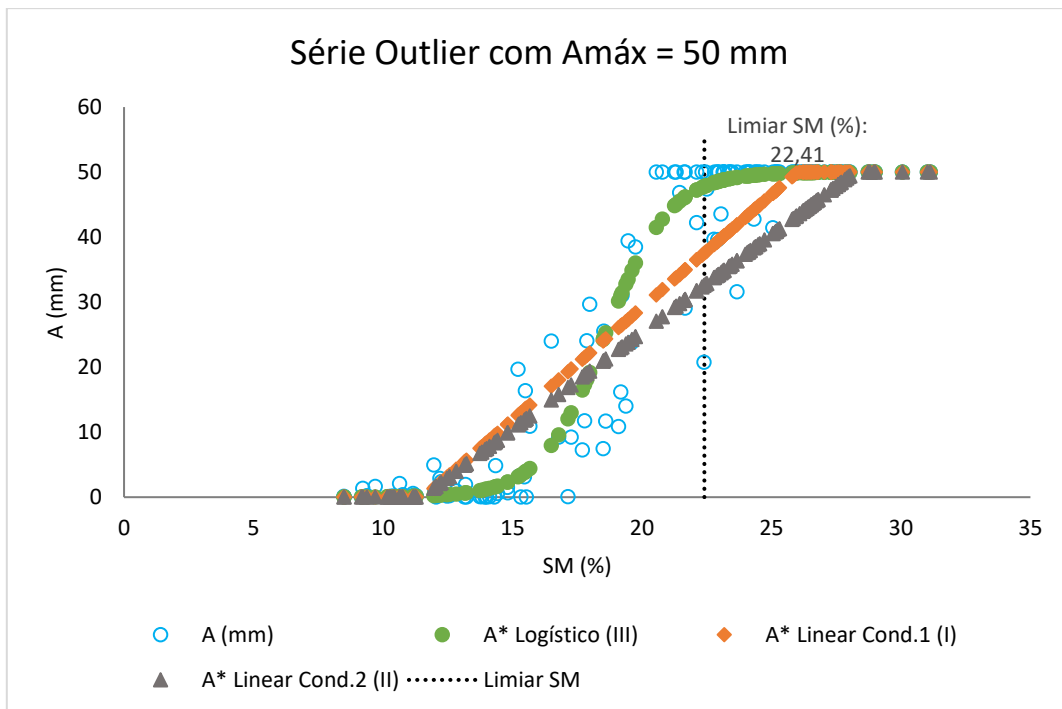


Figura 44. Ajuste dos modelos I, II e III para a Série Outlier na condição de Amáx: 50 mm.

O comportamento evidenciado na Figura 43 (a) reflete basicamente a capacidade de armazenamento de água do solo. Thornthwaite e Mather (1955) ao estabelecerem a metodologia de estimativa do BH, fixaram Amáx: 100 mm com o objetivo de criar uma classificação climática. Os resultados deste estudo demonstram que existe um valor ótimo para cada caso e que, não necessariamente corresponde a 100 mm e, ainda, aumentar ou diminuir a dimensão do reservatório de armazenamento de água no solo, faz com que as correlações se tornem pouco fiéis, situação verificada para os extremos Amáx: 25 e 150 mm.

Além de melhorar os valores de  $r^2$  aumentando a representatividade dos modelos, com a retirada de outliers era também pretendido reduzir o erro padrão da estimativa (SEE). De facto, ao confrontar os valores de SEE da Tabela 24 e Tabela 25, houve uma ligeira diminuição nos valores de desvios da estimativa. Contudo, esta melhora é tampouco significativa. O padrão de evolução crescente de SEE com o aumento de Amáx continua a ser detectado, contudo, em termos percentuais, esse crescimento não é expressivo, revelando-se muito semelhante na maioria dos casos, como pode ser observado nos rótulos do gráfico da Figura 45.

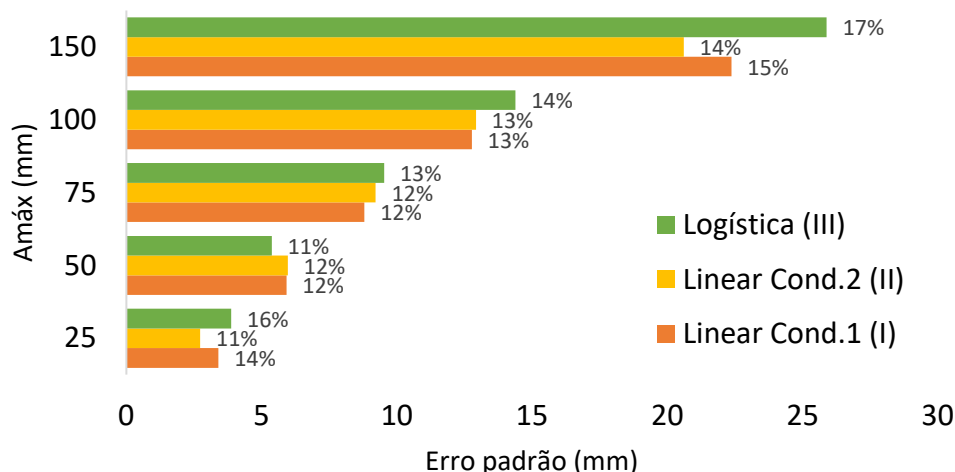


Figura 45. Evolução do Erro Padrão da Estimativa SEE (mm) em função de Amáx.

O modelo de regressão I é dependente da definição de um valor de SM, a partir do qual a série é reclassificada e, para um valor de humidade acima deste limiar, considera-se que  $A = Amáx$ . Desta forma, quanto menor o percentil do conjunto de dados global associado ao limiar, melhor é a aplicação deste critério e representatividade do modelo, uma vez que uma maior quantidade de dados é considerada na regressão.

Na Tabela 26, são apresentados os percentis associados aos limiares para as 10 condições testadas. Verifica-se que o valor do limiar SM encontrado por otimização não sofre grandes alterações com a mudança dos cenários de estudo, assim como o percentil agregado. A exceção encontra-se em Amáx: 150 mm, condição de armazenamento que apresentou também as menores correlações, o que demonstra que aumentar o tamanho do reservatório do solo não melhora a performance dos modelos.

Tabela 26. Síntese dos limiares de SM e respectivos percentis em cada condição de Amáx para as duas séries analisadas.

Amáx (mm)	Série Original		Série Outlier	
	Limiar SM (%)	Percentil (%)	Limiar SM (%)	Percentil (%)
25	22,2	10,32	22,44	9,97
50	22,43	11,13	22,41	9,82
75	22,81	10,78	22,67	10,14
100	22,98	10,2	22,96	10,19
150	23,17	14,01	23,17	13,12

O valor semelhante de limiar de SM representando um quartil relativamente pequeno do conjunto de dados (aproximadamente 10%), pode ser associada à Capacidade

de Campo do solo, ou seja, a máxima quantidade de água que se encontra na forma acessível às plantas e que o solo é capaz de armazenar. Desta observação, decorre outra: se, por outro lado, conseguirmos estabelecer um limiar de SM inferior, ou seja, cujos valores de SM equivalem à Amáx: 0 mm, estaremos próximos de encontrar o coeficiente de emurchecimento do solo por meio da humidade do solo obtida por via remota.

### 5.2.3. Parâmetros estatísticos de correlação: histerese (IV)

A histerese é também uma tentativa de otimização da regressão, mas sobretudo, de aprimorar a representação dos fenômenos que se sucedem no solo. A palavra histerese, deriva do termo grego *hysteresis* (atraso) e corresponde a um atraso na evolução de um fenómeno físico em relação a outro. Uma vez que a humidade do solo é capaz de representar processos hidrológicos, este argumento é aplicável aos processos de secagem e umedecimento do solo, uma vez que a energia demandada para extrair água difere daquela necessária para a retenção (Lee e Kim, 2019; Lencaste & Franco, 2006).

No presente contexto, a variável armazenamento (A) é uma função exponencial negativa, ou seja, quando mais baixo o teor de humidade no solo, mais difícil é a extração da água por parte das plantas. Desta forma, a aplicação da histerese no conjunto de dados em estudo, busca segregare a série original em duas, de maneira que representem os processos de secagem e de recarga da humidade do solo. Para isso, conforme especificado na metodologia, foram identificados os períodos de subida e descida da variável SM, que é mais sensível as variações do que o Armazenamento do balanço hídrico, que permanece com seu máximo valor em alguns meses do ano. Na sequência, para cada um dos grupos, foi realizada a regressão considerando ambas as séries, Original e Outlier, e o resultado da regressão global é apresentado na Tabela 27.

Tabela 27. Síntese estatística da correlação utilizando o modelo histerese (IV), em função de Amáx.

Modelo	Estatística	Amáx (mm)				
		25	50	75	100	150
Histerese Logística (IV) Série Original	r2	0,547	0,715	0,817	0,843	0,825
	b	23,72	12,74	9,03	6,99	4,82
	a	-1,03	-0,59	-0,44	-0,36	-0,26
	SEE	7,413	10,999	12,52	14,514	20,301
Histerese Logística (IV) Série Outlier	r2	0,846	0,913	0,915	0,91	0,819
	b	-1,15	-0,65	-0,49	-0,39	-0,29
	a	24,91	13,46	9,59	7,43	5,05
	SEE	4,537	6,352	8,83	11,34	20,349

Como verificado anteriormente, as condições extremas de Amáx, 25 e 150 mm, estão associadas as menores correlações. Com relação ao  $r^2$ , a melhora da série Original para a Outlier é substancialmente maior do que as encontradas nos demais modelos, I, II e III. A melhor correlação é encontrada para a condição de Amáx de 75 mm, porém muito próxima da condição de 50 mm, que tem um SEE inferior associado de cerca de 2 mm. Graficamente, o fenômeno é representado na Figura 46.

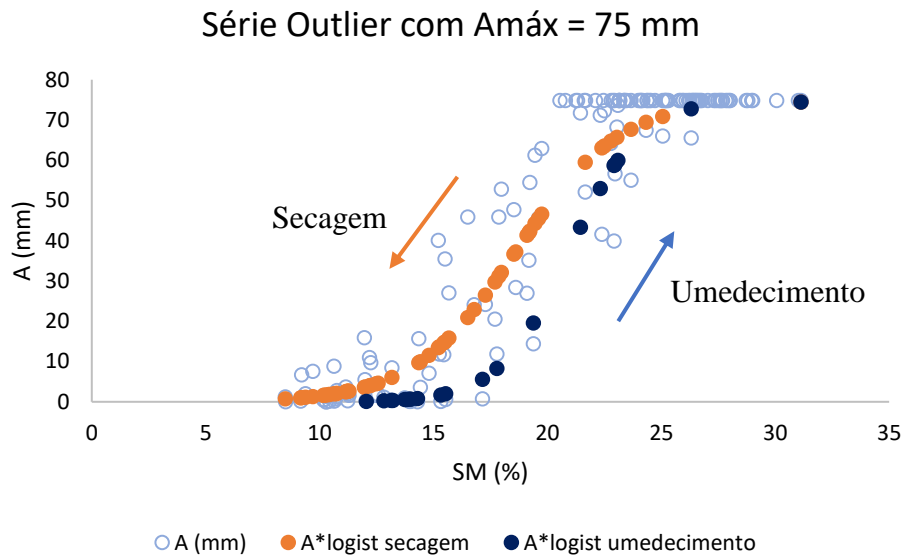


Figura 46. Curvas de histerese sobrepostas nos dados da série Outlier com Amáx = 75 mm.

Este modelo não trouxe significativas melhorias nos parâmetros estatísticos de regressão, mas revela um resultado extremamente importante na medida em que é capaz de representar os processos de secagem e de recarga do solo, conseqüentemente, períodos de déficit e umedecimento do solo, como retrata o Balanço Hídrico. Este fato comprova a sensibilidade aos fenômenos decorrentes das alterações de umidade do solo. Ainda, permite a predição da quantidade de água no solo a partir de uma fonte remota, resultado altamente promissor relativas às questões de previsão e monitoração climática, inclusive de eventos extremos.

Outro facto que chama a atenção é a sensibilidade e velocidade de resposta destes, especificamente no período final da estação seca. O produto de satélite reage de forma mais pronunciada as primeiras precipitações do período de recarga, assumindo valores de umidade de solo maiores, enquanto que a resposta do armazenamento não acompanha essa reação. É verificado no mês de julho uma espécie de *delay* na resposta de A, na maioria dos anos analisados. Apesar de ser adotada uma média mensal de SM por motivos

de coerência com o balanço hídrico, que também é mensal, os dados SM são obtidos de forma diária. Em caso de disponibilidade de registros que permitissem uma estimativa do balanço hídrico em escala diária, surge a eventual hipótese de melhorar a correlação entre A e SM, o que seria vantajoso e aplicável para estudos pontuais e com uma escala temporal reduzida.

No âmbito das mudanças climáticas, a sensibilidade dos dados de umidade do solo fornecidos por diferentes sensores micro-ondas acoplados aos satélites já vem sendo fruto de variados trabalhos ao longo da última década, com tentativas de estabelecer relações entre variáveis, aplicados por exemplo a detecção de fenômenos como congelamento e degelo do solo (Chen, Liu e Bartsch, 2019; Rautiainen et al., 2016) e a detecção de fenômenos de seca (Liu, Liu, e Wang, 2019; Nicolai-shaw et al., 2017). Contudo, ainda não foi relatado na literatura algo similar ao presente estudo, que correlacione a umidade do solo proveniente de fonte remota e a variável armazenamento do balanço hídrico. Este, assim como outros estudos relacionados, evidenciam e enaltecem o potencial de contribuição que este tipo de fonte de dados possui (Dorigo et al., 2017; Plummer, Lecomte, e Doherty, 2017).

## **CAPÍTULO VI – SÍNTESE E CONCLUSÃO**

### **6. SÍNTESE DE RESULTADOS DOS CAPÍTULOS E CONCLUSÃO**

A modo de síntese, é buscada a congregação dos aspectos revelados pelos capítulos anteriores. Os estudos que se debruçam sobre as características e potencialidades da região transmontana de Portugal convergem na concepção de um território diversificado e de extremos por natureza, pois ao mesmo tempo que apresenta cadeias de montanhas e regiões húmidas, em contraste, são encontradas zonas de terra quente em processo de desertificação. Essa, dentre outras características, faz o estudo, gestão e conservação dos seus recursos essenciais.

As classificações climáticas adotadas na região NE são consideravelmente coerentes e convergem fortemente nas condições extremas de humidade, sendo a Terra Quente Transmontana e o clima semiárido mais fortemente influenciados pela pluviosidade. A análise de tendências das precipitações demonstra que houve um acréscimo no sentido de redução das precipitações médias na sua evolução ao longo dos anos do século passado. Essa evidência surge em tom de preocupação, uma vez que em decorrência disso, a condição de aridez se torna mais pronunciada.

A convergência das classificações climáticas e o comportamento característico de regiões com maior aridez é revelada, uma vez que tanto AI (Índice de Aridez) como SPI (Índice de Precipitação Padronizada) convergem e enaltecem a tendência de maior frequência para o extremar, com aumento dos períodos de seca e, portanto, aridez e suscetibilidade a desertificação. O comportamento das precipitações ao longo da evolução do tempo vai ao encontro das tendências anteriores, uma vez que revelam uma maior erosividade associada aos eventos extremos nas regiões áridas.

Como o processo de desertificação não está associado somente a condição climática, mas também ao empobrecimento do solo, o aumento dos processos erosivos, seja em frequência ou intensidade, acarreta uma maior perda de material orgânico e ocasiona um desequilíbrio no balanço deste ciclo, acelerando a degradação dos solos.

Este quadro reforça a suscetibilidade do território. Em suma, as análises de caracterização e experimentação demonstram que a degradação dos solos em condição de aridez crescente traduz-se numa redução de suporte e sustentação da biomassa e, por

consequência, numa maior exposição e suscetibilidade à erosão, contribuindo deste modo para o ciclo degradativo do recurso solo.

A condição de seca dos solos influencia o fenómeno da erosão, assim como a energia cinética das precipitações. Sendo estas mais erosivas nas zonas áridas, o resultado esperado é propositalmente semelhante aquele percebido nas simulações. Conforme constatado, o teor de humidade inicial do solo é condicionante das perdas de solo e de água pela erosão hídrica. Verificou-se também, que o efeito das primeiras precipitações não se reflete necessariamente em maiores perdas de solo transportadas pelo escoamento, mas sim, essencialmente numa maior concentração de sedimentos e perdas por salpico, ou seja, uma destacabilidade mais pronunciada, condicionadas pelo tipo de solo e pela intensidade da precipitação.

O comportamento da unidade cartográfica predominante na região, os Leptossolos, revela uma maior perda de solo associada a este grupo, mesmo que por vezes menos pronunciada devido ao efeito redutor da pedregosidade ou ao impacto da presença de matéria orgânica também como redutor de escoamento. À esta categoria de solos, correspondem as menores profundidades dos perfis, conseqüentemente, com maior carência de água.

Nesse contexto, o exercício de correlação entre humidade e a capacidade de armazenamento do solo desenvolvido neste trabalho enaltece o avanço da ciência e tecnologia a medida que cria instrumentos e ferramentas de grande valia especialmente para monitorização e previsão atempada destes e outros fenómenos.

A relação entre a humidade do solo obtida via satélite e o armazenamento do solo estimado com dados de estações terrestres é constatada, com coeficientes de correlação que variam entre 0,69 e 0,94, sendo o modelo logístico e a condição de Armazenamento máximo ( $Amáx$ ) = 50 mm tendencialmente melhores dentre os cenários testados. O maior constrangimento encontrado foi o incremento do erro padrão da estimativa proporcional ao aumento de  $Amáx$ , comportamento que pode ser objeto de esforços futuros.

O valor de limiar de humidade do solo SM (*Soil Moisture*) representando um quartil superior relativamente pequeno do conjunto de dados (aproximadamente 10%), pode ser associado à Capacidade de Campo do solo, em contrapartida, é cogitada a hipótese de que um limiar inferior de SM possa representar o coeficiente de emurchecimento do solo. A capacidade dos dados remotos em se encaixar e representar

os fenómenos de secagem e humedecimento por meio do modelo histerese pode ser considerado um progresso na inovação da representatividade de fenómenos concretos e reais com uso desta fonte de dados.

Os resultados obtidos evidenciam a sensibilidade de SM em relação ao balanço hídrico, posto que a resposta na humidade é detectada logo com as primeiras precipitações, enquanto que o reflexo no armazenamento do balanço tarda em média um mês para ser notado. Talvez a tradução de SM em uma média mensal não seja a melhor aproximação e, uma vez existindo a disponibilidade de dados que permitam a estimativa do balanço hídrico diário, a correlação entre as duas variáveis poderia ser melhorada e o erro da estimativa reduzido, o que fica como sugestão para trabalhos futuros.

Liu et al. (2019) compararam os dados de humidade do solo da ESA CCI com GLDAS-Noah em termos de correlação do índice de seca e das características da seca, para um conjunto de dados multi década. Os coeficientes de determinação obtidos giram em torno de 0,83. Além disso, avaliaram a capacidade de predição do conjunto de dados e a eficácia na detecção de secas com eventos extremos conhecidos de seca, utilizando o SPI. Constataram que os dados SM da ESA CCI foram mais eficazes na determinação da severidade e do padrão espacial da seca, com exceção das regiões densamente vegetadas.

Jalilvand et al. (2019) realizaram estudos com dados de humidade do solo capturados pelo satélite AMSR2 visando aplicar os mesmos na predição da quantidade de água destinada a irrigação em uma região semiárida. Os resultados revelaram que os dados remotos foram capazes de reconhecer o padrão geral de irrigação, embora superestimem sistematicamente o volume de água de irrigação em comparação com os dados reais observados, objeto de esforço em próximos estudos.

A humidade do solo obtida por detecção remota é uma medida oportuna de combate as secas e a desertificação, com potencial de minimizar estes processos à medida que propicia uma melhora na gestão de práticas agroambientais como a agricultura de regadio como no caso do estudo anterior. A relação entre SM e armazenamento do solo pode ser explorada na previsão de eventos extremos de seca e monitorização, por exemplo, no auxílio ao acompanhamento da irrigação, neste caso em escalas mais reduzidas.

O contexto de mudança global em curso inclui mudanças no uso da terra e alterações climáticas, face às quais os sistemas agroflorestais deverão passar por

processos de adaptação. As medidas mitigatórias não foram objeto de estudo, no entanto este trabalho vem no sentido de ressaltar a importância da conservação dos solos e ordenamento do território com vista a adoção de sistemas e práticas que mantenham os ciclos e a proteção do solo, a fim de evitar a perda das suas funções. A ideia importante a extrair é que assegurar o desenvolvimento de atividades nas regiões suscetíveis é uma forma de manter o território ocupado, evitar o despovoamento e abandono dos locais, principais agentes impulsionadores do fenômeno da degradação do solo e consequente desertificação. Em analogia à frase de efeito: “a melhor forma de conservar é usar” (Ricardo Magalhães, vice-presidente da Comissão de Coordenação e Desenvolvimento da Região Norte – CCDRN, Intervenção no Seminário Recursos Naturais e Património Natural no Combate à Desertificação. Freixo de Espada à Cinta, 27/06/2019). Usar, com sensatez e precaução, de maneira mais sustentável.

## REFERÊNCIAS

- Agroconsultores, & Coba. (1991). *Carta dos Solos, Carta do Uso Actual e Carta de Aptidão da Terra do Nordeste de Portugal*. (PDRITM, Ed.). Vila Real: Universidade de Trás-os-Monstes e Alto Douro.
- Albalawi, E. K., & Kumar, L. (2013). Using remote sensing technology to detect , model and map desertification : A review. *Journal of Food and Agriculture and Environment*, *11*(January 2013), 791–797.
- Alexandre, C. (2015). Funções, usos e degradação do solo. In T. Figueiredo, F. Fonseca, & L. Nunes (Eds.), *Proteção do Solo e Combate à Desertificação: oportunidade para as regiões transfronteiriças* (pp. 1–14). Bragança: Instituto Politécnico de Bragança.
- Allen, R. (2005). Penman – Monteith Equation. *Encyclopedia of Soils*, 180–188. <https://doi.org/doi: 10.1016/B0-12-348530-4/00399-4>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., & Ab, W. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*.
- Alves, A. L. F. (2018). *Efeitos de Condicionadores do Solo na Erosão Hídrica em Áreas Áridas no Nordeste de Portugal*. Instituto Politécnico de Bragança - IPB. Retrieved from <https://bibliotecadigital.ipb.pt/bitstream/10198/18635/1/pauta-relatorio.pdf>
- Bai, J., Yu, Y., & Di, L. (2017). Comparison between TVDI and CWSI for drought monitoring in the Guanzhong Plain , China. *Journal of Integrative Agriculture*, *16*(2), 389–397. [https://doi.org/10.1016/S2095-3119\(15\)61302-8](https://doi.org/10.1016/S2095-3119(15)61302-8)
- Barbosa, H. A. (1998). *Análise Espaço Temporal de Índice de Vegetação AVHRR / NOAA e Precipitação na Região Nordeste do Brasil em 1982-85*. INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Berry, L., Essahli, W., & Abraham, P. E. (2009). *UNCCD Recommended Minimum set of Impact Indicators*.
- Bertoni, J., & Lombardi Neto, F. (1990). *Conservação do Solo*. (Ícone, Ed.). São Paulo.

- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., & Albaladejo, J. (2006). Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Science Reviews*, 78(3–4), 267–285. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.05.005>
- Camargo, A. P. De, & Camargo, M. B. P. De. (2000). Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial, *59*(2), 125–137.
- Cavalli, A. (2017). *Áreas áridas e risco de erosão potencial em zonas de montanha do NE Portugal*. Instituto Politécnico de Bragança.
- Chen, X., Liu, L., & Bartsch, A. (2019). Detecting soil freeze/thaw onsets in Alaska using SMAP and ASCAT data. *Remote Sensing of Environment*, 220, 59–70. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.010>
- Cherlet, M., Hutchinson, C., Reynolds, J., Hill, J., Sommer, S., & von Maltitz, G. (Eds. . (2018). *World Atlas of Desertification. Publication Office of the European Union, Luxembourg* (Vol. 3). London. <https://doi.org/10.2760/9205>
- Conceição, M. A. F. (2006). Roteiro de cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO. *Circular Técnica*, (January), 8.
- Daveau, S. (1972). Répartition géographique des pluies exceptionnellement fortes au Portugal. *Finisterra*, VII(13), 5–28.
- Despacho 78/2014, R. do C. de M. n. . Programa De Ação Nacional De Combate À Desertificação. Resolução do Conselho de Ministros n.º 78/2014, de 24 de dezembro de 2014 (2014). Portugal: Diário da República, 1º série - N.º 248 - 24 de dezembro de 2014. Retrieved from <https://dre.pt/application/file/65985917>
- Dorigo, W., Wagner, W., Albergel, C., Albrecht, F., Balsamo, G., Brocca, L., ... Lecomte, P. (2017). Remote Sensing of Environment ESA CCI Soil Moisture for improved Earth system understanding : State-of-the art and future directions. *Remote Sensing of Environment*, 203, 185–215. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.001>
- dos Santos, J. Y. C., Santos, C. A. G., & da Silva, R. M. (2012). Perdas de Água e Solo Utilizando Chuva Simulada em Diferentes Coberturas Superficiais e Condições de Umidade no Semiárido Paraibano. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(October, n 4), 217–228. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v17n4.p217-228>

- ESA. (2018). *Algorithm Theoretical Baseline Document (ATBD) D2.1 Version 04.2 - Executive Summary*. (D. Chung, W. Dorigo, R. De Jeu, S. Hahn, T. Melzer, R. Parinussa, ... R. Kidd, Eds.). Retrieved from [https://esa-soilmoisture-cci.org/sites/default/files/documents/M6/CCI2\\_Soil\\_Moisture\\_DL2.1\\_ATBD\\_v4.2\\_01\\_Executive\\_Summary.pdf](https://esa-soilmoisture-cci.org/sites/default/files/documents/M6/CCI2_Soil_Moisture_DL2.1_ATBD_v4.2_01_Executive_Summary.pdf)
- Evelpidou, N., Cordier, S., Merino, A., Figueiredo, T. de, & Centeri, C. (2013). *Runoff Erosion*.
- FAO/UNESCO. (1988). *Soil Map of the World, Revised Legend*. Rome: FAO.
- FAO. (2015). *Solos - À conquista do crachá*. Sociedade Portuguesa da Ciência do Solo.
- FAO and ITPS. (2015). *Status of the World 's Soil Resources (SWSR) - Main Report*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils.
- FAO, ISSS, & ISRIC. (1998). *World Reference Base for Soil Resources (World Soil)*. Rome. Retrieved from <http://www.fao.org/docrep/W8594E/W8594E00.htm>
- Fernandes, D. S., & Heinemann, A. B. (2009). *Índices para a Quantificação da Seca*. EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária.
- Figueiredo, T. de. (2001). *Pedregosidade e Erosão Hídrica dos Solos em Trás-os-Montes: Contributo para a interpretação de registos em vinhas ao alto na Região do Douro*. UTAD.
- Figueiredo, T. de (2013). *Uma panorâmica sobre os recursos pedológicos do Nordeste Transmontano*. (Intituto Politécnico de Bragança, Ed.) (84th-Série ed.). Bragança.
- Figueiredo, T. de, Fonseca, F., & Hernández, Z. (2015a). Uso da terra e riscos de degradação do solo no Nordeste de Portugal: mudanças nas últimas décadas. *Encontro Anual Das Ciências Do Solo*, 63–69.
- Figueiredo, T. de, Fonseca, F., & Nunes, L. (2015b). Os solos e a suscetibilidade à desertificação no NE de Portugal. In T. de Figueiredo, F. Fonseca, & L. Nunes (Eds.), *Proteção do Solo e Combate à Desertificação: oportunidade para as regiões transfronteiriças* (pp. 87–100). Bragança: ESA/IPB.
- Figueiredo, T. de, Fonseca, F., & Pinheiro, H. (2014). Fire hazard and susceptibility to

desertification: a territorial approach in NE Portugal. In I. da U. de Coimbra & P. e S. Riscos - Associação Portuguesa de Riscos (Eds.), *Multidimensão e Territórios de Risco* (pp. 117–121). Guimarães. [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.14195/978-989-96253-3-4\\_20](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.14195/978-989-96253-3-4_20)

Figueiredo, T. de (1989). Estimativa da Erodibilidade em alguns Perfis de Unidades Solo Representativas de Trás-os-Montes: 1. Primeira Aproximação. Bragança: ESA/IPB.

Figueiredo, T. de, & Gonçalves, D. (1990). A Erosividade da Precipitação no Interior de Trás-os-Montes: distribuição espacial do factor R da Equação Universal de Perda de Solo estimado por modelo de Arnoldus. *Pedon* 9, 136–161.

Figueiredo, T. de, Hernández, Z., Fonseca, F., Martins, A., & Carlos, C. (2015c). *Proteção do Solo em Viticultura de Montanha Manual Técnico para a Região do Douro*. (T. de Figueiredo, Ed.) (ADVID-As).

Figueiredo, T. de, & Ribeiro, I. (2010). Tendências de variação dos escoamentos fluviais nas zonas de montanha do Norte de Portugal: abordagem exploratória. *II Workshop Clima e Recursos Naturais*, 125–126.

Figueiredo, T. de, Ribeiro, L. F., Ribeiro, A. C., & Fernandes, L. F. (2010). *Clima e Recursos Naturais: Conferências em Homenagem ao Prof. Doutor Dionísio Gonçalves*. (T. de Figueiredo, L. F. Ribeiro, A. C. Ribeiro, & L. F. Fernandes, Eds.). Bragança: Instituto Politécnico de Bragança.

Fonseca, F., Figueiredo, T. De, Nogueira, C., & Queirós, A. (2017). Effect of prescribed fire on soil properties and soil erosion in a Mediterranean mountain area. *Geoderma*, 307(February), 172–180. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.018>

Gonçalves, D. A. (1985). A Rega de Lima no interior de Trás-os-Montes. Bragança: Instituto Politécnico de Bragança.

Guerra, A. J. T., Silva, A. S. da, & Botelho, R. G. M. (2007). *Erosão e Conservação dos Solos - Conceitos, Temas e Aplicações*. (Bertrand Brasil, Ed.) (3ª ed.). Rio de Janeiro.

Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N., & Widhalm, M. (2011). The Lincoln Declaration on Drought Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (april), 485–488. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3103.1>

- INMG. (1991). *Normais climatológicas da região de “Trás-os-Montes e Alto Douro” e “Beira interior” correspondentes a 1951-1980, Fascículo XLIX*. (INMG, Ed.) (Volume 3). Lisboa, Portugal: Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica.
- IPMA. (2018). Instituto Português do Mar e da Atmosfera - Monitorização da Seca. Resumo e Introdução. Retrieved November 24, 2018, from <http://www.ipma.pt/pt/oclima/observatorio.secas/>
- IPMA. (2019). Normais Climatológicas. Retrieved February 12, 2019, from <https://www.ipma.pt/pt/oclima/normais.clima/>
- IUSS Working Group, W. (2015). *World reference base for soil resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*. (FAO, Ed.) (World Soil). Rome, Italy: FAO. Retrieved from <http://www.fao.org/3/i3794en/I3794en.pdf>
- Jalilvand, E., Tajrishy, M., Alsadat, S., Zadeh, G., & Brocca, L. (2019). Remote Sensing of Environment Quantification of irrigation water using remote sensing of soil moisture in a semi-arid region. *Remote Sensing of Environment*, 231(May). <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111226>
- Lee, E., & Kim, S. (2019). Wavelet analysis of soil moisture measurements for hillslope hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 575, 82–93. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.023>
- Lencaste, A., & Franco, F. M. . (2006). *Lições de Hidrologia (3º Edição)*. Lisboa, Portugal: Fundação FCT.
- Lima, E. C. De. (2016). *Comparação da eficácia de tecnologias para o controlo da perda de solo em áreas ardidas no Nordeste de Portugal aplicando modelo de erosão*. Instituto Politécnico de Bragança.
- Liu, Y., Liu, Y., & Wang, W. (2019). Inter-comparison of satellite-retrieved and Global Land Data Assimilation System-simulated soil moisture datasets for global drought analysis. *Remote Sensing of Environment*, 220, 1–18. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.026>
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology*, 105(6), 17–

22. <https://doi.org/10.1002/jso.23002>

- Millennium Ecosystem Assessment. (2005). *Ecosystems and Human Well-being: desertification Synthesis*. Washington, DC: World Resources Institute.
- Morais, L. (2019). *Eficácia de condicionadores de solo para a redução da sua erodibilidade no Nordeste de Portugal avaliada com simulação de chuva*. Instituto Politécnico de Bragança - IPB.
- Morgan, R. P. C. (2005). *Soil Erosion and Conservation* (3rd ed.). USA.
- Nadal-Romero, E., Khorchani, M., Lasanta, T., & Carcía-Ruiz, M. J. (2019). Runoff and Solute Outputs under Different Land Mountain Experimental Station. *Water*, *11*(5), 1–19. <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/w11050976>
- Nations, U. (2015). *Transforming our world: the 2030 agenda for sustainable development*. Retrieved from <https://sustainabledevelopment.un.org/post2015/transformingourworld>
- Nicolai-shaw, N., Zscheischler, J., Hirschi, M., Gudmundsson, L., & I.Seneviratne, S. (2017). A drought event composite analysis using satellite remote-sensing based soil moisture. *Remote Sensing of Environment*, *203*, 216–225. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.014>
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., ... Alewell, C. (2015). Environmental Science & Policy The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science and Policy*, *54*, 438–447. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>
- PANCD. (2011). Programa de Acção Nacional de Combate à Desertificação. Revisão 2010/2011. Lisboa: Ponto Focal Nacional da Comissão das Nações Unidas de Combate à Desertificação.
- Park, J., Kim, K., Choi, Y., & Korea, S. (2008). APPLICATION OF VEGETATION CONDITION INDEX AND STANDARDIZED VEGETATION INDEX FOR ASSESSMENT OF SPRING DROUGHT IN SOUTH KOREA, *3*, 774–777.
- Penman, A. H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *The Royal Society*, *193*(1032), 120–145.

- Plummer, S., Lecomte, P., & Doherty, M. (2017). Remote Sensing of Environment The ESA Climate Change Initiative ( CCI ): A European contribution to the generation of the Global Climate Observing System. *Remote Sensing of Environment*, 203, 2–8.
- Rautiainen, K., Parkkinen, T., Lemmetyinen, J., Schwank, M., Wiesmann, A., Ikonen, J., ... Pulliainen, J. (2016). SMOS prototype algorithm for detecting autumn soil freezing. *Remote Sensing of Environment*, 180, 346–360. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.012>
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., Mccool, D. K., & Yoder, D. C. (1997). *Predictiong Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)* (Agricultur). Washington.
- Saito, N. S. (2015). *Identificação de áreas com tendência a desertificação no estado do Espírito Santo com o auxílio de geotecnologias*. INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Retrieved from <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KABML2>
- Sánchez, N., González-zamora, Á., Martínez-fernández, J., & Piles, M. (2018). Agricultural and Forest Meteorology Integrated remote sensing approach to global agricultural drought monitoring. *Agricultural and Forest Meteorology*, 259(April), 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.04.022>
- Serviço Meteorológico Nacional. (1970). *O clima de Portugal. Normais climatológicas do Continente, Açores e Madeira, correspondentes a 1931-1960* (2nd ed.). Lisboa, Portugal: Fascículo XIII.
- Skidmore, E. L., & Donk, S. J. Van. (2001). *Soil Erosion and Conservation*, 227–260.
- SNIRH. (2018). Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos - Monitorização da seca. Retrieved November 24, 2018, from <https://snirh.apambiente.pt/index.php?idMain=1&idItem=9.6>
- Spoehr, R. B., Carlesso, R., Gallárreta, C. G., Préchac, F. G., & Petillo, M. G. (2009). Modelagem do escoamento superficial a partir das características físicas de alguns solos do Uruguai. *Ciência Rural*, 39(jan-fev), 74–81. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1590/S0103-84782009000100012>

- Stefan, N. (2008). New Drought Indices. *Options Méditerranéennes, Série A(80)*, 267–274. Retrieved from <http://publications.jrc.ec.europa.eu/repository/handle/111111111/27985>
- Stolte, J., Tesfai, M., Øygarden, L., Kværnø, S., Keizer, J., Verheijen, F., ... Hessel, R. (2016). *Soil threats in Europe*. <https://doi.org/10.2788/488054>
- Svoboda, M., & Fuchs, B. (2017). *Handbook of Drought Indicators and Indices*. <https://doi.org/10.1201/9781315265551-12>
- Thornthwaite. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55–94.
- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1955). *The Water Balance. Publication of Climatology* (Vol. 8). Centerton: Laboratory of Climatology.
- Tirivarombo, S., Osupile, D., & Eliasson, P. (2018). Drought monitoring and analysis: Standardised Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) and Standardised Precipitation Index (SPI). *Physics and Chemistry of the Earth*. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2018.07.001>
- Tsakiris, G., & Vangelis, H. (2005). Establishing a Drought Index Incorporating Evapotranspiration. *European Water*, 9, 3–11. <https://doi.org/10.1093/acprof>
- UNCCD. (2016). *The Ripple Effect : a fresh approach to reducing drought impacts and building resilience*. (Un CAMPUS, Ed.). Bonn, Germany: UNCCD - United Nations Convention to Combat Desertification. Retrieved from [https://www.unccd.int/sites/default/files/documents/27072016\\_The\\_ripple\\_effect\\_ENG.pdf](https://www.unccd.int/sites/default/files/documents/27072016_The_ripple_effect_ENG.pdf)
- Vicente-Serrano, S. M., & López-Moreno, J. . (2005). Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(1607–7938), 523–533. <https://doi.org/10.5194/hessd-2-1221-2005>
- Wilhite, D. A. (1992). Drought. *Encyclopedia of Earth System Science*, 81–92. [https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8\\_70](https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_70)
- Wilhite, D. A., & Glantz, M. H. (1985). Understanding : the Drought Phenomenon : The

Role of Definitions. *Drought Mitigation Center Faculty Publications*, 20, 16.

Wilhite, D. A., Svoboda, M. D., & Hayes, M. J. (2007). Understanding the Complex Impacts of Drought: A Key to Enhancing Drought Mitigation and Preparedness. *Water Resources Management*, 21(5), 763–774. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9076-5>

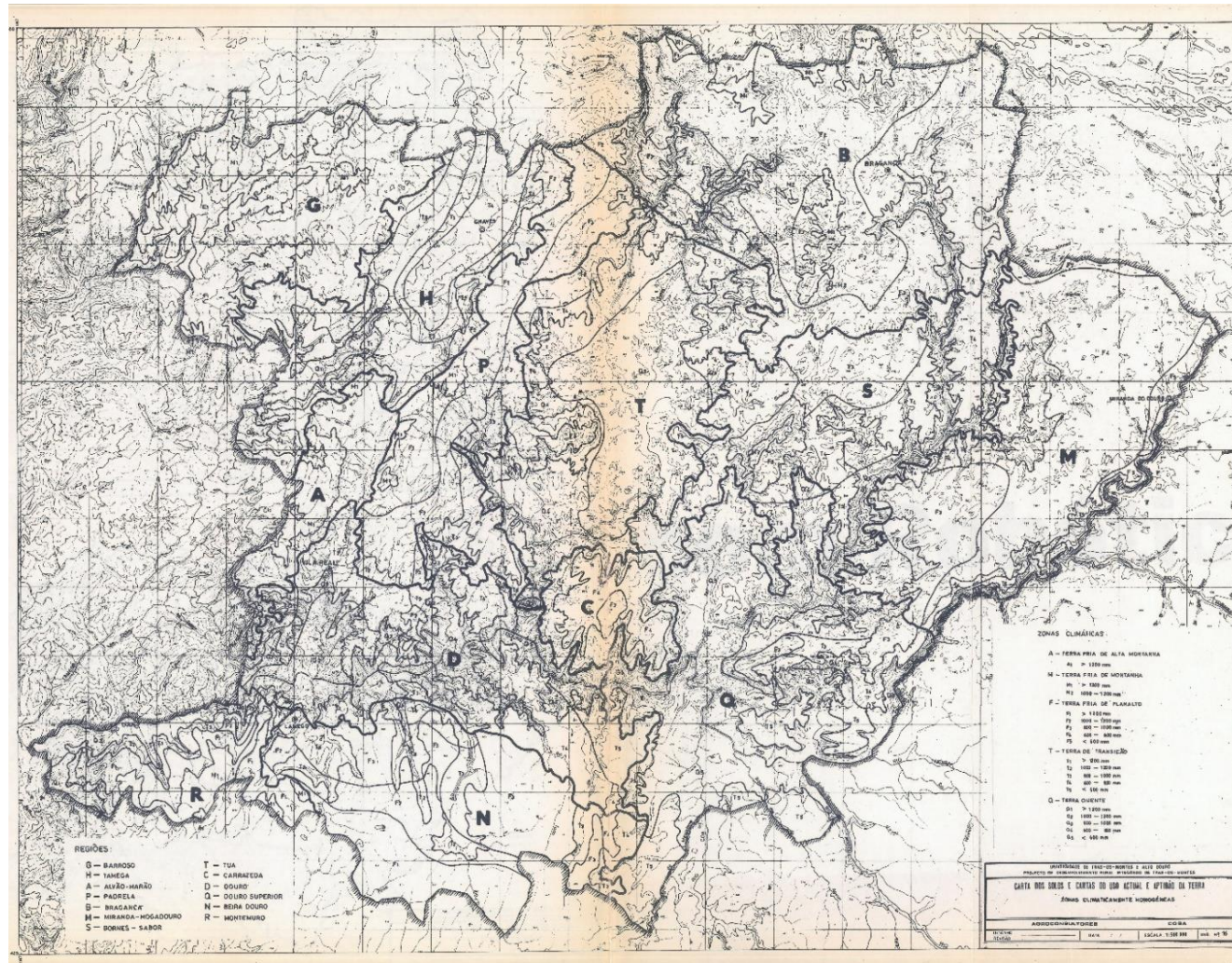
Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). *Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning* (Agricultur). U. S. Department of Agriculture.

Zachar, D. (1982). *Soil Erosion. Developments in Soil Science 10*. Bratislava: VEDA, Publishing House of the Slovak Academy of Sciences.

Zargar, A., Sadiq, R., Naser, B., & Khan, F. I. (2011). A review of drought indices. *Environmental Reviews*, 19(NA), 333–349. <https://doi.org/10.1139/a11-013>

## ANEXO I

### CARTA DE SOLOS COM ZONAS CLIMÁTICAS DO NORDESTE DE PORTUGAL (Agroconsultores e Coba, 1991)



## ANEXO II

### ROTEIRO PARA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ( $ET_0$ ) (Thornthwaite, 1948)

#### Método de Thornthwaite (1948)

A  $ET_0$  média mensal padrão ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ), a considerar um local do equador (Latitude 0 e 12 horas de luz solar por dia) durante um mês de 30 dias, é estimada por:

$$ET_0 = 1,6 \left( \frac{10 \times t}{I} \right)^a \quad (1)$$

Onde:

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 77.1 \times 10^{-6} I^2 + 17.92 \times 10^{-3} I + 492.39 \times 10^{-3}$$

$I$  = índice térmico anual ( $^{\circ}\text{C}$ )

$$I = \sum_{i=1}^{12} i$$

Onde  $i$  = índice térmico mensal ( $^{\circ}\text{C}$ )

$$i = \left( \frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

$t$  = temperatura média mensal ( $^{\circ}\text{C}$ )

Para obtenção da evapotranspiração em outros locais, é necessário adicionar um fator de correção à equação da  $ET_0$ , denominado de insolação astronômica, o qual depende da latitude do local e do número de dias do mês. Portanto,

$$ET_0 = 1,6 \left( \frac{10 \times t}{I} \right)^a \times f$$

Com  $f$  equivalente a um fator de correção, correspondente à:

$$f = \frac{N}{12} \frac{N_d}{30}$$

Onde o número de dias de cada mês é representado pela variável  $N_d$  e  $N$  é dado por:

$$N = \frac{24 \times w_s}{\pi}$$

Onde:

$N$  = Insolação astronômica diária expressa em unidades de 12 h de um mês com 30 dias em função da latitude. Frequentemente, assume-se que o 15º dia do mês representa a média mensal.

$w_s$  = ângulo da hora do pôr do sol, em radianos, determinado por:

$$w_s = \arccos(\tan \varnothing \times \tan \delta)$$

Com  $\varnothing$  = latitude do local e  $\delta$  correspondendo a declinação solar, ambas expressas em radianos. A declinação solar é dada pela equação:

$$\delta = 0,4093 \times \sin\left(\frac{2\pi \times J}{365} - 1,405\right)$$

Com  $J$  igual ao dia Juliano, os dias sequencias de um ano, com a variação de 1 a 365.

Nota: para a correção da ETo em SIG, foi necessário criar um raster que representasse a insolação astronômica. Para os 12 meses do ano, foram interpolados os valores tabelados de insolação em função da latitude e, gerados 12 mapas com auxílio da interpolação do QGIS 3.0, que posteriormente foram multiplicados