



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

DEFORMACIÓN CORTICAL CUATERNARIA Y PELIGRO SÍSMICO ASOCIADO A
LA FALLA SAN RAMÓN EN EL PIEDEMONTES DE PIRQUE ($\sim 33,5^{\circ}$ S)

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCION GEOLOGÍA

NICOLÁS ELÍAS CAMPILLAY HORTA

PROFESOR GUÍA:
GABRIEL EASTON VARGAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
GABRIEL GONZÁLEZ LÓPEZ
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS
GREGORY DE PASCALE

SANTIAGO DE CHILE

2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN GEOLOGÍA
POR: NICOLÁS ELÍAS CAMPILAY HORTA
FECHA: 2022
PROF. GUÍA: GABRIEL EASTON VARGAS

DEFORMACIÓN CORTICAL CUATERNARIA Y PELIGRO SÍSMICO ASOCIADO A LA FALLA SAN RAMÓN EN EL PIEDEMONTES DE PIRQUE ($\sim 33,5^{\circ}$ S)

La Falla San Ramón (FSR) es una falla inversa y activa ubicada en el piedemonte del borde occidental de la Cordillera Principal de Los Andes, a lo largo de una zona densamente urbanizada en el sector oriente de la ciudad de Santiago. La traza de FSR sólo ha sido definida frente a la ciudad de Santiago, pero existen evidencias sismológicas que sugieren que esta podría continuar hacia el sur. El presente trabajo tiene por objetivo determinar la deformación cuaternaria en superficie y el peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en Pirque. Esto permitirá dilucidar el real potencial sísmico de la estructura, determinando la continuidad de esta bajo dicha zona. Por medio de una nube de puntos lidar (2-10 pulsos/m²), posterior al filtrado de artefactos, se generó un MET (Modelo de Elevación de Terreno) de alta resolución (1 m de resolución espacial), junto a orto-imágenes de 0,25 m de resolución espacial permitieron identificar y cartografiar escarpes de falla y otros rasgos que afectan unidades geomorfológicas cuaternarias del piedemonte cordillerano. Para la identificación de los rasgos se estudiaron 350 perfiles topográficos de orientación \sim E-O espaciados cada \sim 50 m. De estos, 236 muestran rasgos geomorfológicos atribuibles a la actividad más reciente de la FSR distribuidos a lo largo del frente de montaña, entre los cuales se encuentran: escarpes de falla con mediciones de separación vertical del terreno entre 6 y 0,5 m; escarpes con influencia antropogénica; abombamiento del terreno; y cambios de pendiente de campo lejano. Los rasgos observados sugieren que la impronta de la FSR sobre el paisaje es apreciable entre el río Maipo y Quebrada Honda, evidenciando su continuidad por \sim 18 km en superficie bajo la comuna de Pirque. El peligro sísmico asociado a una potencial ruptura en superficie durante un terremoto mayor es estimado entre $M_w=7,1-7,5$ y una zona de ruptura de 380 m con base a una función de densidad de probabilidades la cual albergaría 3 de 4 rupturas. La cartografía de detalle de la FSR indica que esta atraviesa sectores urbanizados con viviendas e infraestructura crítica, como también sectores rurales sin urbanizar por lo tanto debe ser incorporada al Plan Regulador comunal de Pirque para lograr un desarrollo armónico del territorio comunal, en especial de sus centros poblados.

A mi familia, a la tierra y al JULY.

Agradecimientos

Quiero comenzar agradeciendo a mi profesor guía el Dr. Gabriel Easton por darme la oportunidad de realizar un trabajo de mi interés absoluto, por sus acotaciones y su labor. Además quiero agradecer a mis profesores miembros de la comisión Gabriel, Sofía y gragory por sus sugerencias desde sus distintas miradas y conocimiento, y por confiar en mi trabajo.

Agradecer a Scott Reinhout quien me hizo recuperar la confianza en mis conocimientos y darme las posibilidades de demostrarlos.

Agradecer también a Angelo Villalobos y José Gonzalez por apoyarme en los terrenos y responder a mis dudas cuando lo necesite.

Agradecer a la Blanca, Maritza, Tía Mariela, Juli Cesar y a la rosi por recibirme de tan buena manera y alegrarme las idas al baño.

Agradecer a Andrea por ayudarme y enseñarme a resolver problemas en LATEX. A las compañeras y compañeros de la salita de postgrado por prestar ayuda cuando era requerido.

A mi familia por apoyarme en todo momento y aguantarme :). Por ultimo a todas las monas y monos que han estado presente en mi vida. Todo detalle que he pasado junto a ustedes a hecho posible ser como soy ahora.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Hipótesis de trabajo	2
1.2. Objetivo General	2
1.3. Objetivos específicos	3
1.4. Área de estudio	4
2. Marco teórico	5
2.1. Neotectónica	5
2.2. Geomorfología tectónica	5
2.2.1. Marcadores geomorfológicos	5
2.3. Expresión geomorfológica de la falla inversa	11
2.3.1. Falla inversa	11
3. Antecedentes Geológicos	12
3.1. Marco Sismo-tectónico	12
3.2. Unidades morfoestructurales	15
3.3. Marco geológico	18
3.3.1. Unidades de roca estratificada	18
3.3.2. Intrusivos	19
3.3.3. Depósitos no consolidados	19
3.3.4. Estructuras	24
4. Metodología	26
4.1. Fuentes de información	26
4.1.1. Fuentes de información topográfica y modelos de elevación digital	26
4.1.2. Ortoimagen	33
4.1.3. Observación en terreno	39
4.1.4. Cartografía geológica y caracterización morfoestructural.	39
4.1.5. Clasificación y cuantificación de rasgos geomorfológicos	40
4.2. Determinación del peligro sísmico por ruptura en superficie de la Falla San Ramón	41
5. Unidades presentes en el piedemonte de Pirque	42
5.1. Morfología del piedemonte del frente cordillerano	42
5.2. Unidades presentes en el piedemonte del frente cordillerano	42
5.2.1. Depósitos fluviales Qf (Pleistoceno Superior - Holoceno)	43

5.2.2.	Depósitos Coluviales Qc (Pleistoceno Superior - Holoceno)	43
5.2.3.	Depósitos fluviales antiguos aterrazados Qfa(1), Qfa(2) (Pleistoceno Superior - Holoceno)	43
5.2.4.	Depósitos aluviales de piedemonte Qap (Pleistoceno Superior y Holoceno)	46
5.2.5.	Depósitos aluviales de piedemonte Qap (Pleistoceno Medio-Superior)	46
5.2.6.	Depósitos aluviales Qamp, Qacl y Qaqh (Pleistoceno Medio - Superior)	46
5.2.7.	Depósitos aluviales de piedemonte Qap del Pleistoceno Inferior- Medio	47
6.	Rasgos geomorfológicos atribuibles a la actividad reciente de la Falla San Ramón	48
6.1.	Análisis morfológico general	50
6.2.	Características geomorfológicas observadas en los perfiles topográficos	50
6.2.1.	No se observa rasgo en perfil topográfico	53
6.2.2.	Escarpe de Falla	53
6.2.3.	Escarpe de Falla con Influencia Antropogénica	57
6.2.4.	Abombamiento	59
6.2.5.	Cambio de pendiente de campo lejano	62
6.3.	Observaciones geomorfológicas atribuibles a la actividad de la Falla San Ramón	67
6.4.	Traza de la Falla San Ramón	68
7.	Evidencias de campo atribuidas a la actividad de la Falla San Ramón	70
8.	Discusión	76
8.1.	Resolución de base de datos utilizada	76
8.2.	Ubicación de la traza de la Falla San Ramón en superficie	77
8.3.	Unidades del piedemonte de Pirque	81
8.4.	Peligros sísmico asociado a la Falla San Ramón	83
8.4.1.	Magnitud del posible sismo provocado por la FSR	83
8.4.2.	Peligro de ruptura por fallas superficiales asociado a la activación de la FSR	84
9.	Conclusiones y recomendaciones	91
10.	Bibliografía	93
A.	Anexo: Resumen de características observadas en perfiles.	100
B.	Anexo:Base de datos escarpes identificados y seleccionados.	111
C.	Anexo: Perfiles topográficos donde se observa alguna característica.	116

Índice de Tablas

8.1. Tabla resumen de número de perfiles por clasificación.	78
8.2. Distancias máxima de cada característica a la traza de FSR interpretada. Distancia es a ambos lados de la falla interpretada.	80
8.3. Sismos utilizados por Boncio <i>et al.</i> (2018). Tabla modificada de Boncio <i>et al.</i> (2018).	85

Índice de Ilustraciones

1.1. Mapa del área de estudio. Traza de FSR extraída de Rauld (2011). Imagen satelital extraída del <i>software</i> ArcGIS 10.4.1.	4
2.1. A) Secciones que muestran una terraza agradacional y degradacional o <i>straths</i> . B) Secciones que muestran terrazas pareadas y no pareadas. C) Sección que muestra una serie de terrazas agradacionales y degradacionales formadas en un mismo río, con la proposición de la historia de incisión y agradación a través del tiempo que posiblemente dio forma al río expuesto. Extraído de Burbank & Anderson (2012).	6
2.2. A) Manifestaciones geomorfológicas estudiadas de un abanico aluvial, donde es posible distinguir cambios repentinos de altura (escarpe morfológico) del orden de 8 m. B) Interpretación de un escarpe de falla que intenta explicar los perfiles estudiados. El escarpe es formado por la actividad de una falla inversa principal y un par de fallas normales conjugas en superficie. Extraído de Burbank & Anderson (2012).	7
2.3. Geometría de escarpe de falla. Extraído de Hanks (1989).	8
2.4. Evolución geomorfológica de un escarpe de pliegue individual formada por plegamiento por propagación de falla superficial afectando a materiales aluviales no cohesivos o débilmente consolidados. Extraída de Mingorance (2006).	9
2.5. La Asociación del Pedimento incluye (1) Las zonas altas que son tributarias del pedimento o zonas de degradación; (2) el pedimento propiamente tal o “zona de transporte”, y (3) la planicie aluvial de la cual es tributario el pedimento o zona de agradación. El pedimento corresponde a la zona de transporte de este sistema. PJ = <i>piedmont junction</i> ; SAB = <i>subaerial alluvial boundary</i> ; corresponden a los límites entre cada una de las zonas de la Asociación del Pedimento. Extraído de Troncoso (2014).	10
2.6. Aspectos de un escarpe de falla a través de la Falla Spitak de Armenia (a) Escarpe simple de falla inversa. (b) Colapso del bloque colgante de la falla. (c) Cresta de presión simple. (d) Cresta de presión dextral. (e) Cresta de presión de empuje. (f) Cresta de presión de bajo ángulo. (g) Cresta de presión en echelon. 1, Basamento de roca; 2, sedimentos cuaternarios; 3, capa vegetal. Extraído de Phillip <i>et al.</i> (1992).	11

3.1.	Velocidad GPS superpuesto a la topografía andina. El recuadro muestra el mapa de América del Sur con el área de estudio resaltada (cuadro rojo) y las estaciones utilizadas para definir el marco de referencia (círculos azules). Línea amarilla: velocidad de subducción. Modificado de Brooks <i>et al.</i> , 2003.	13
3.2.	Zona de subducción y zonas sismogénicas. Modificado de Cisternas (2012).	14
3.3.	Sección transversal mostrando la distribución de profundidad y la densidad normalizada de los sismos superficiales intraplaca entre los 33° y 34° S. Líneas solidas son estructuras inferidas de observaciones geológicas. Líneas punteadas corresponde a estructuras interpretadas en el trabajo de Ammirati <i>et al.</i> (2019). Los círculos de colores corresponden a clusters de sismicidad. Extraído de Ammirati <i>et al.</i> (2019).	15
3.4.	Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi <i>et al.</i> (2001), Giambiagi <i>et al.</i> (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). Extraído de Fock (2005).	17
3.5.	Extracto de Mapa Geológico Área Talagante- San Francisco de Mostazal, Región Metropolitana (Selles & Gana, 2001).	22
3.6.	Mapa de las unidades morfológicas del frente cordillerano, separadas en tres unidades según edad. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos, L.C.: Lo Cañas, L.P.: Lo Planella, L.V.: La Vizcachas, QNdA: Quebrada Nido de Águilas. Modificado de Rauld (2011).	23
3.7.	Sección estructural interpretada para la Cordillera Principal Occidental, con rampa plana con manteo al este para la falla San Ramón. Modificado de Armijo <i>et al.</i> (2010).	24
3.8.	Sección estructural a la latitud del Maipo con sismicidad superficial. Modificado de Farías <i>et al.</i> (2010).	25
4.1.	Esquema de la captura de datos LiDAR desde un avión. Extraída de Albacete (2011).	28
4.2.	Región Metropolitana de Santiago. Polígono de borde amarillo representa el área levantada con datos LiDAR. Polígono verde representa el área de estudio. Polígono rojo representa los datos adquiridos el año 2019. Polígono Azul representa los datos adquiridos el año 2015. Modificada de Valderas (2019).	29
4.3.	Modelo Digital de Terreno - LiDAR del frente cordillerano generado para analizar la traza de FSR. Extraída de Valderas (2019).	31
4.4.	<i>Hillshade</i> del modelo Digital de elevación ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución espacial. Observar que al estar en la misma escala que la Figura 4.8, que esta construido con base al DMT de resolución 1x1 m ² , esta se desvirtúa.	32
4.5.	Ortoimagen del frente cordillerano generada para analizar la traza de FSR. Extraída de Valderas (2019).	33
4.6.	Ortoimagen a escala 1:900.	34
4.7.	Procedimientos de producción de RRIM. Mapa de pendiente (arriba), Apertura $(O_p - O_n)/2$ (al medio) y RRIM (abajo). LIDAR de 1 m/pixel. Extraído de Chiba <i>et al.</i> (2008).	35
4.8.	<i>Hillshade</i> producido a partir de los datos LiDAR procesados por Valderas (2019).	36
4.9.	Mapa de pendiente derivado del DMT.	37

4.10. Mapa de aspecto derivado de DMT.	38
4.11. Imagen Satelital Bing de libre disposición. Observar que al estar en la misma escala que la ortoimagen utilizada en este trabajo (Figura 4.6) esta se observa poco nítida.	38
4.12. Perfil número 21 ubicado al norte de Quebrada Honda. Perfil clasificado como escarpe de falla. Observar procedimiento para calcular el <i>offset</i> y ángulo de pendiente de escarpe.	40
5.1. Mapa del área de estudio mostrando las unidades de roca y unidades morfo- estratificadas cartografiadas por medio de los datos lidar y ortoimagen. Punto rojo indica ubicación Figura 5.3. Edades relativas de las unidades morfoes- tratificadas basadas en Selles & Gana (2001) e interpretaciones texturales y disposiciones relativas entre estas.	44
5.2. a)Trinchera hecha en los depósitos aterrizados de quebrada Honda. b)Interpretación de la trinchera. Se interpreta una fabrica con orientación contrapendiente. Ubi- cación en Figura 5.1.	45
5.3. Depósitos aluviales (Qap) ubicados al sur de río Clarillo. Ubicación en Figura 5.1.	46
6.1. Mapa de área de estudio mostrando los 350 perfiles topográficos construidos y las 3 secciones transversales sobre las unidades presentes en el área de estudio (a) y el hillshade del lidar (b).	49
6.2. Secciones transversales norte, centro y sur. Ubicación de secciones en Figura 6.1.	51
6.3. Mapa mostrando las unidades presentes en el área de estudio y los rasgos observados en 350 perfiles topográficos realizados.	52
6.4. Izquierda: Hillshade del lidar mostrando un escarpe de falla. Derecha: Mapa mostrando depósitos fluviales aterrizados del Pleistoceno Superior-Holoceno afectados por el escarpe. Flechas amarillas indican escarpe. Lineas rojas son los perfiles topográficos con su respectivos números. Perfiles mostrados en las Figuras 6.5, 6.6 y 6.7. Escala 1:4000.	53
6.5. Escarpes de falla del frente cordillerano. Se presentan 4 perfiles topográficos (P15, P16, P17, P18) que muestran características morfométricas de los escar- pes. Ubicación en Figura 6.4.	54
6.6. Escarpes de falla del frente cordillerano. Se presentan 4 perfiles topográfi- cos(P19, P20, P21, P22) que muestran características morfométricas de los escarpes. Ubicación en Figura 6.4.	55
6.7. Escarpes de falla del frente cordillerano. Se presentan 4 perfiles topográfi- cos(P23, P24, P25) que muestran características morfométricas de los escarpes. Ubicación en Figura 6.4.	56
6.8. Izquierda: Hillshade del lidar mostrando un escarpe de falla con influencia antropogenica. Derecha: Mapa mostrando depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno afectados por el escarpe. Flechas amarillas indican escarpe. Lineas rojas son los perfiles topográficos con su respectivos números. Perfiles mostrados en las Figura 6.9. Escala 1:4000. Ubicación en Figura 6.3	57

6.9.	Escarpes de falla con influencia atropogénica del piedemonte de Pirque. Se presentan 3 perfiles (P66, P70, P74) que muestran características morfométricas de los escarpes de falla con influencia antropogénica.	58
6.10.	Izquierda: Hillshade del lidar mostrando ubicación de abombamiento. Derecha: Mapa mostrando depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno afectados por el el abombamiento de la superficie. Flechas amarillas indican ubicación de la posible traza de falla. Líneas rojas son los perfiles topográficos con sus respectivos números. Perfiles mostrados en las Figuras 6.11, 6.12, 6.13 y 6.14. Escala 1:4000. Ubicación en Figura 6.3.	59
6.11.	Perfil P284 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10.	60
6.12.	Perfil P285 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10.	60
6.13.	Perfil P286 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10	60
6.14.	Perfil P287 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10.	61
6.15.	Izquierda: Hillshade del lidar mostrando ubicación de los cambio de pendiente de campo lejano. Derecha: Mapa mostrando que los cambios de pendiente de campo lejano están sobre depósitos fluviales del Pleistoceno Medio-Superior. Flechas amarillas indican la posible ubicación de la traza. Lineas rojas son los perfiles topográficos con su respectivos números. Perfiles mostrados en las Figuras 6.16, 6.17, 6.18 y 6.19. Escala 1:4000. Ubicación en Figura 6.3. . . .	62
6.16.	Perfil P336 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano.	63
6.17.	Perfil P337 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano.	64
6.18.	Perfil P339 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano..	65
6.19.	Perfil P340 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano.	66
6.20.	Mapa geológico mostrando la traza de la falla San Ramón interpretada con base a los rasgos geomorfológicos identificados por medio de los perfiles topográficos.	69
7.1.	Mapa geológico del área de estudio mostrando ubicación de los lugares visitados en terreno.	71
7.2.	Imagen RRIM del lidar. Figura muestra el escarpe de falla en el perfil 21 identificado por medio del trabajo remoto. Flechas blancas indican el escarpe de falla de aproximadamente 400 m de largo.	72
7.3.	Foto de campo mostrando escarpe de falla asociado a la actividad reciente de la FSR. <i>Offset</i> de 1,8 m según datos lidar.	73
7.4.	Foto de campo mostrando escarpe de falla con influencia antropogénica sobre los depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno pertenecientes a la quebrada del Pelván. <i>Offset</i> entre 9,5 y 1,3 m según los datos lidar. Flechas blancas indican base del escarpe de aproximadamente 900 m de largo. . . .	74
7.5.	Foto de campo mostrando cárcavas formadas por la red de drenaje sobre depósitos aluviales del pleistoceno superior-holoceno.	75
8.1.	Diferencia en la cartografía de trazas de falla en superficie según escala de observación. A, una vista desde observaciones de campo y mapeo lidar a una escala de 1: 5000. B, una vista simplificada a 1: 250,000. C, una vista más simplificada. Extraído de Langridge <i>et al.</i> (2016).	77
8.2.	Esquema de formación de abombamiento en el terreno producto de una falla inversa en el bloque colgante con diferente vergencia que la falla principal. Modificado de Carretier <i>et al.</i> (2002).	79

8.3.	Mapa mostrando ubicación de traza FSR interpretada y características observadas en perfiles topográficos. Notar que la ubicación de la traza interpretada no coincide con la ubicación de la característica identificada pro medio de los perfiles topográficos. <i>Hillshade</i> con base al lidar utilizado.	80
8.4.	Histograma de distribución de frecuencias de la distancia de ruptura distribuida (r) desde la ruptura principal (FP) para todos los sismos analizados por Boncio <i>et al.</i> (2018). Los valores positivos y negativos se refieren a los datos en el bloque colgante (BC) y bloque yacente (BY), respectivamente. Figura modificada de Boncio <i>et al.</i> (2018).	86
8.5.	Función de distribución acumulativa y función de densidad de probabilidad de la distancia de ruptura (r) desde el FP para el bloque colgante (BC) (a, b, respectivamente) y el bloque yacente (BY) (c, d, respectivamente) del FP. Solo se analizaron <i>simple thrust</i> sin rupturas asociadas de fallas B-M, F-S o Sy. Se indica la probabilidad del 35 % (BC35) porque corresponde a una fuerte caída de los datos en los histogramas. Figura modificada de Boncio <i>et al.</i> (2018).	87
8.6.	Función de distribución acumulativa y función de densidad de probabilidad de la distancia de ruptura (r) desde el FP para el bloque colgante (BC) (a, b, respectivamente) y bloque yacente (BY)(c, d, respectivamente) del FP. Se consideraron todos los tipos de rupturas. La probabilidad del 35 % (BC35) se indica para la comparación con la base de datos de <i>simple thrust</i> (Figura 8.5), pero no corresponde a caídas particulares de los datos en los histogramas. Figura modificada de Boncio <i>et al.</i> (2018).	88
8.7.	Figura mostrando traza de la Falla San Ramón y la zona de ruptura estimada según función de densidad de probabilidad de la distancia de ruptura (r). Además se muestra las zonas con urbanización y agricultura.	90

Capítulo 1

Introducción

Chile central se caracteriza tectónicamente por un margen convergente entre las placas de Nazca y Sudamericana, lo que lo convierte en uno de los países con mayor actividad sísmica del planeta (e.g. Ammirati *et al.*, 2019). En esta región aproximadamente el 95 % de la sismicidad registrada puede ser vinculada con la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Ammirati *et al.*, 2019). Por otro lado, el 5 % de la sismicidad registrada en Chile central puede ser observada entre 0 y 30 km de profundidad bajo la Cordillera de los Andes (Ammirati *et al.*, 2019). Esta sismicidad se caracteriza por epicentros de sismos dispuestos en dos lineamientos NS. Un *trend* E que se ubica en la parte central de la Cordillera Principal y es más intenso y difuso que el *trend* W. En cambio el *trend* W, con más baja dispersión a lo ancho, está asociado a estructuras del frente cordillerano occidental (Pérez *et al.*, 2009; Armijo *et al.*, 2010; Farías *et al.*, 2010; Rauld, 2011; Ammirati *et al.*, 2019).

A los pies del flanco occidental de la Cordillera de los Andes se encuentra la ciudad de Santiago. La capital de Chile alberga, según el Censo 2017 (Instituto Nacional de Estadísticas, 2017), a 7.112.808 habitantes, las cuales representan el 40,5 % de la población nacional. Esta urbe se ha encontrado expuesta a peligros naturales tales como inundaciones, aluviones y terremotos (Naranjo y Varela, 1996; Aránguiz, 2018).

Entre los peligros a los que está expuesto Santiago se encuentra la Falla San Ramón (FSR). La FSR es una estructura activa ubicada en el piedemonte del sector oriente de Santiago, a los pies del frente cordillerano en el límite occidental de la Cordillera Principal de los Andes y presenta un comportamiento inverso de vergencia oeste que monta el bloque cordillerano sobre los sedimentos no consolidados de la depresión central (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014).

La FSR presenta rasgos geomorfológicos característicos en el piedemonte de Santiago (Rauld, 2002), que junto a evidencias paleosismológicas que denotan su carácter activo (Vargas *et al.*, 2014) y sismológicas (Ammirati *et al.*, 2019), la constituyen como una fuente de peligro sísmico para la urbe (Easton *et al.*, 2018), el cual puede reflejarse como la generación de un terremoto con ruptura superficial o la ocurrencia de un sismo sin ruptura en superficie. La ciudad podría verse afectada por la sacudida de un terremoto de magnitud del orden de $M_w=7,2-7,5$ (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014; Ammirati *et al.*, 2019).

La traza de FSR sólo ha sido definida frente a la ciudad de Santiago. Pero existen evidencias sismológicas que sugieren que esta podría continuar hacia el sur (Ammirati *et al.*, 2019). Por consiguiente, se hace necesario reevaluar el peligro que representa esta estructura en función de nuevos antecedentes topográficos de alta resolución, que permiten determinar con precisión la localización de su traza, o ubicación de la falla en superficie. Esto permitirá dilucidar el potencial sísmico de la estructura, determinando la continuidad de esta hacia el sur bajo la localidad Pirque.

El estudio se lleva a cabo por medio de una combinación de técnicas para caracterizar las deformaciones cuaternarias en el paisaje. La metodología incluye la (1) cartografía de escarpes de falla desde un *hillshade*, Imágenes RRIM e imágenes de pendiente generadas a partir de datos topográficos lidar de alta resolución; (2) construcción de un mapa geológico-geomorfológico de detalle; (3) observación en terreno de rasgos estructurales y geomorfológicos en sitios claves; (4) recopilación de observaciones y antecedentes previos, y (5) determinar la traza de la Falla San Ramón y sus implicancias para el peligro sísmico del piedemonte y del valle de Santiago.

Este trabajo busca enlazar las ciencias de la tierra con la sociedad y sus necesidades, específicamente en el área de gestión territorial y riesgos geológicos, promoviendo la importancia del rol social del geocientista.

1.1. Hipótesis de trabajo

Las evidencias de actividad cuaternaria de la Falla San Ramón se manifiestan a través de rasgos distintivos como escarpes de falla y unidades geomorfológicas afectadas por los desplazamiento. El peligro geológico que representa la Falla San Ramón para la población de Santiago está subestimado porque esta falla continuaría hacia el sur, bajo la comuna de Pirque.

A través del análisis de datos topográficos lidar de alta resolución espacial, junto a imágenes obtenidas con sensores remotos, observaciones de campo y antecedentes previos disponibles en la literatura, es posible determinar en forma precisa la traza o ubicación en superficie de esta falla, y así reevaluar el peligro sísmico asociado a un sismo mayor con ruptura superficial.

1.2. Objetivo General

-Determinar la deformación cuaternaria en superficie y el peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en la comuna de Pirque.

1.3. Objetivos específicos

- Determinar la cartografía de unidades geomorfológicas del piedemonte de Pirque afectadas por la Falla San Ramón, a través del análisis de datos topográficos lidar de alta resolución espacial, junto a imágenes de sensores remotos y observaciones de campo.

- Definir la localización de la traza o ubicación en superficie de la Falla San Ramón en Pirque, a partir de los rasgos geomorfológicos que la evidencian en el paisaje.

- Determinar el peligro sísmico asociado a una potencial ruptura en superficie durante un terremoto mayor ($M_w=7,2-7,5$) a lo largo de la Falla San Ramón.

1.4. Área de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada al sureste de la Región Metropolitana, en el frente cordillerano de Pirque. El área involucra gran parte del sector urbano y rural de Pirque. Se extiende entre las coordenadas 6280000 N y 6262000 N (UTM) (Figura 1.1).

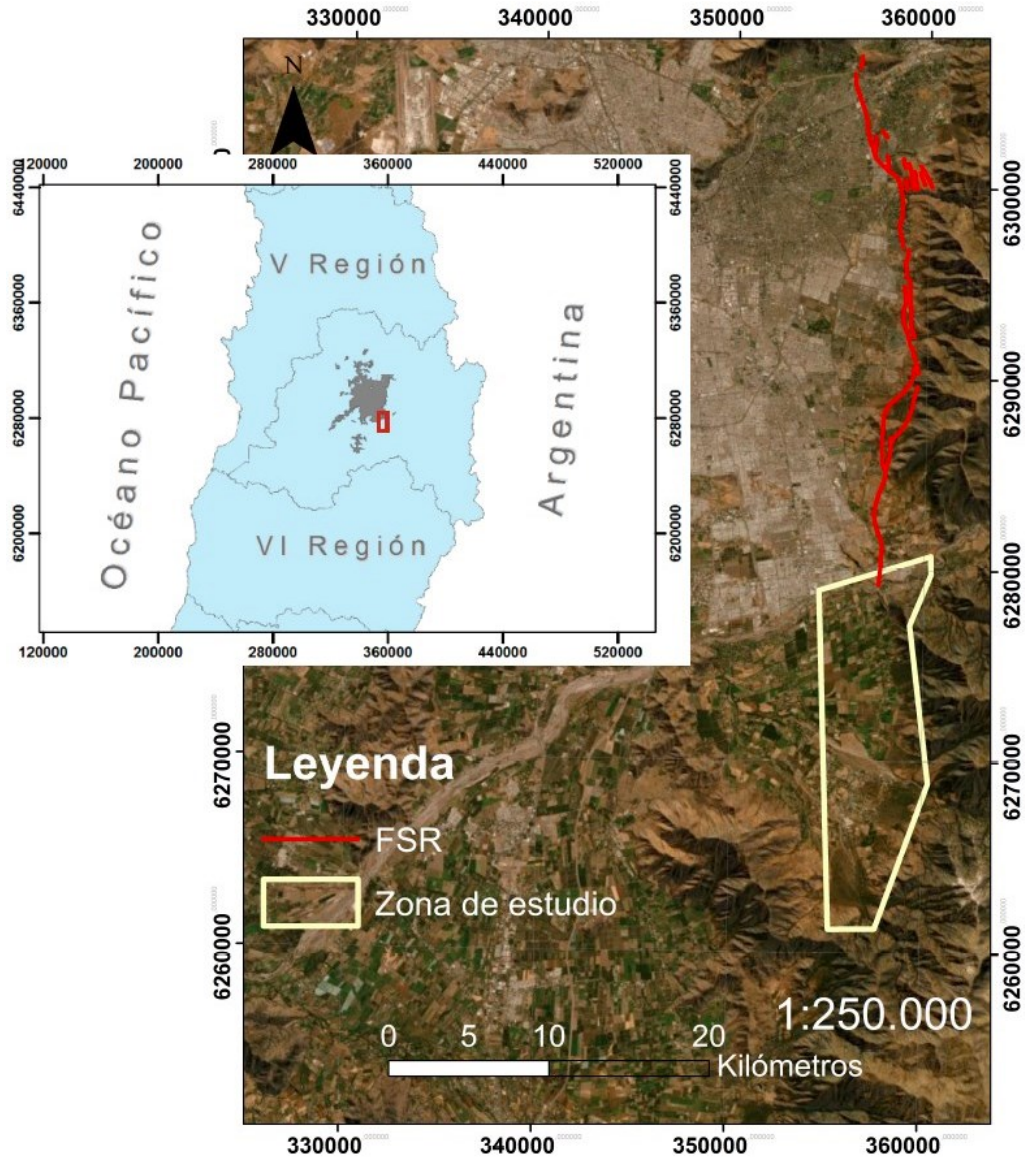


Figura 1.1: Mapa del área de estudio. Traza de FSR extraída de Rauld (2011). Imagen satelital extraída del *software* ArcGIS 10.4.1.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Neotectónica

2.2. Geomorfología tectónica

La geomorfología tectónica se dedica a la interpretación de las características morfológicas o topográficas de la superficie terrestre relacionadas con la tectónica (Mccalpin *et al.*, 2009). Estas características son producto de deformaciones frágiles de la corteza denominadas fallas. Las deformaciones de tipo frágil pueden ser de cinemática tipo normal, inversa, transcurrente o una combinación de ellas. Independiente del tipo de deformación, esta incidirá en el paisaje a través de rasgos geomorfológicos particulares (Burbank & Anderson, 2012). Las deformaciones pueden afectar a depósitos no consolidados constituyendo marcadores geomorfológicos, siendo posible medir o estimar las tasas de desplazamiento, frecuencia y magnitud de los futuros terremotos (Burbank y Anderson, 2012).

2.2.1. Marcadores geomorfológicos

La geomorfología tectónica hace énfasis o se centra en el estudio de marcadores morfológicos desplazados. Estos son características identificables o superficies que proveen una referencia para estimar o medir el desplazamiento absoluto (Burbank & Anderson, 2012). Los marcadores morfológicos más útiles para estimar o medir el desplazamiento son relieves fácilmente reconocibles, superficies o tendencias lineales que muestran tres características: 1) forma inicial conocida o sin deformación; 2) edad conocida; 3) alta preservación del relieve respecto al intervalo de tiempo abordado. La geometría prístina del marcador es un atributo crucial, porque la deformación de su superficie es la característica que registra los eventos tectónicos.

A continuación, se presentan algunos marcadores geomorfológicos presentes en el área de estudio en donde se lleva a cabo el estudio.

Terrazas fluviales

Una terraza fluvial es una superficie plana ubicada en áreas inmediatamente superiores al actual curso de un río (Burbank & Anderson, 2012). Se distinguen dos tipos de terrazas fluviales: las agradacionales, es decir, producidas a partir de la deposición de sedimentos; y las degradacionales o producidas mediante la erosión del cauce, también conocidas como *straths*. Un mismo río puede producir ambos tipos de terrazas debido a los cambios en el balance entre erosión y alzamiento tectónico (Figura 2.1). Dicho de otro modo, un mismo río puede experimentar eventos de incisión, formando *straths* o terrazas de abrasión en roca, o agradación formando terrazas agradacionales.

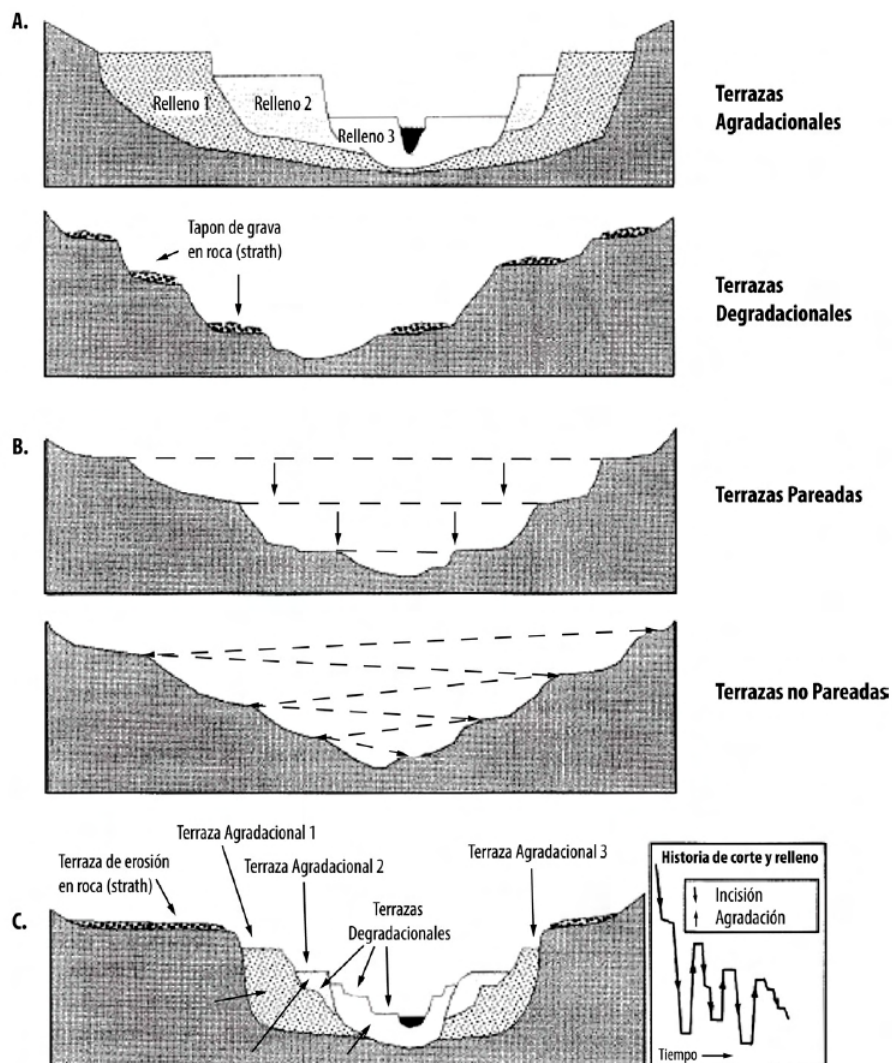


Figura 2.1: A) Secciones que muestran una terraza agradacional y degradacional o *straths*. B) Secciones que muestran terrazas pareadas y no pareadas. C) Sección que muestra una serie de terrazas agradacionales y degradacionales formadas en un mismo río, con la proposición de la historia de incisión y agradación a través del tiempo que posiblemente dio forma al río expuesto. Extraído de Burbank & Anderson (2012).

Abanico aluvial

El atributo morfológico que más distingue a los abanicos aluviales es su forma semiconica. Esta forma es consecuencia de la transferencia de flujos cargados de sedimentos desde una cuenca de drenaje de tierras altas a través de una fuente puntual llamada ápice ubicada donde el canal de alimentación se cruza con el frente de la montaña (Blair & McPherson, 1994). Otra característica es la disminución de la pendiente en forma radial desde al ápice. Estas se encuentran entre los $1,5^{\circ}$ a 25° . Además, estos presentan una forma convexa en su perfil transversal (Blair & McPherson, 1994). Por otro lado, los abanicos aluviales pueden tener cambios bruscos de pendiente. Tal cambio brusco de pendiente puede resultar del límite del depósito, por motivos de erosión o por tectónica (Burbank & Anderson, 2012) (Figura 2.2).

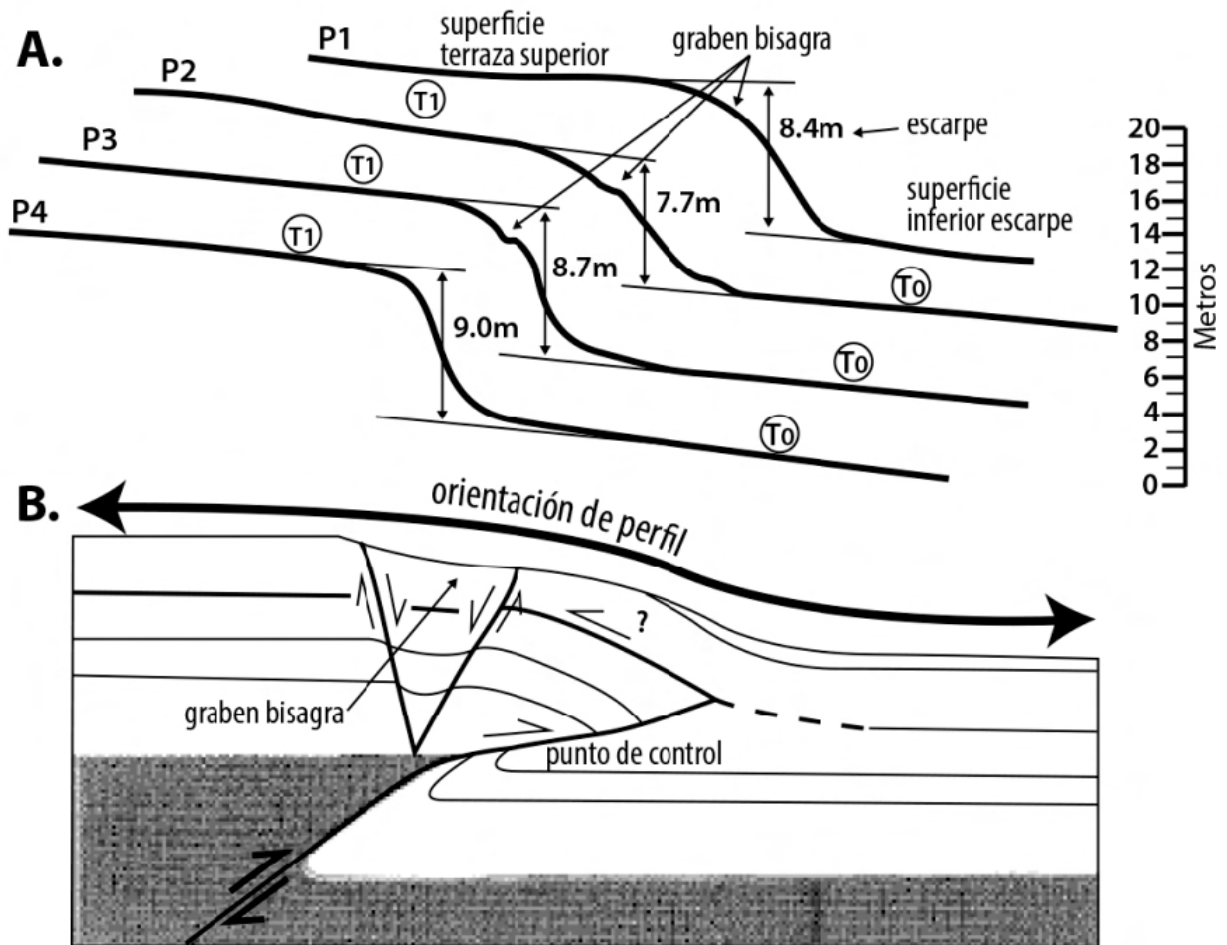


Figura 2.2: A) Manifestaciones geomorfológicas estudiadas de un abanico aluvial, donde es posible distinguir cambios repentinos de altura (escarpe morfológico) del orden de 8 m. B) Interpretación de un escarpe de falla que intenta explicar los perfiles estudiados. El escarpe es formado por la actividad de una falla inversa principal y un par de fallas normales conjugadas en superficie. Extraído de Burbank & Anderson (2012).

Escarpe de falla

En términos geomorfológicos, un escarpe corresponde a un quiebre de pendiente brusco en el límite de alguna terraza o planicie elevada. Esta variación de pendiente pudo haberse formado por procesos deposicionales, erosivos o tectónicos. Un escarpe de falla es el registro morfológico de un sismo con ruptura superficial (Wallace, 1997). Estos escarpes se generan casi instantáneamente cuando la ruptura sísmica se propaga hacia la superficie. En fallas normales o inversas, la orientación del escarpe indica la dirección del desplazamiento, pero en fallas de rumbo, el escarpe se orienta en diferentes direcciones (Keller & Pinter, 2002).

Según Wallace (1977) las diferentes partes de un escarpe de falla normal son:

- Cabeza: Borde no erosionado de la superficie original del bloque alzado
- Cresta: Punto de máxima curvatura de la pendiente (convexa hacia arriba) entre la cabeza del escarpe y la parte más pronunciada de la cara del escarpe.
- Cara: Porción del perfil del escarpe entre la cresta y la base.
- Base: Punto de máxima curvatura de la pendiente (cóncava hacia arriba) entre la parte más pronunciada de la cara del escarpe y la pata del escarpe.

Además, hay una serie de variables matemáticas que son útiles para la descripción de los escarpes. Según Hanks (1989) estas son:

- a : Mitad del *offset*.
- H : Mitad alto del escarpe.
- θ_f : Pendiente de campo o pendiente de abanico.
- θ_s : Ángulo de pendiente de escarpe.

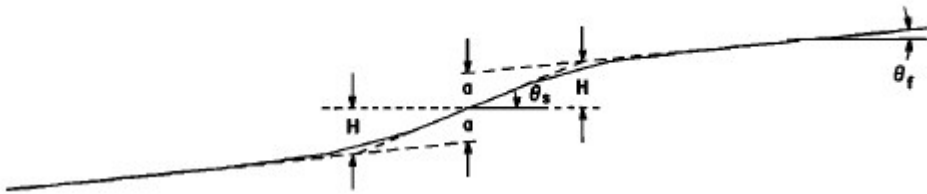


Figura 2.3: Geometría de escarpe de falla. Extraído de Hanks (1989).

Por otro lado, para un escarpe de falla inversa no es posible reconocer las mismas partes que en una falla normal. En una falla inversa, como la FSR, se ha observado que la deformación en sedimentos no consolidados ocurre por pliegues por propagación de falla (Vargas et al., 2014) (Figura 2.4). Al ocurrir el plegamiento cosísmico superficial, por unos instantes la cuña del bloque colgante forma una especie de cara libre (Mingorance, 2006). Justo después de la formación, el plegamiento colapsa gravitacionalmente sobre la base del escarpe o sobre el bloque yacente. El colapso ocurre por un plano controlado por el ángulo de fricción interna de los materiales no consolidados. El plano de ruptura se transforma en una superficie relativamente estable llamada remanente de cara libre (Mingorance, 2006). Los componentes superficiales más finos que componen el remanente de cara libre son paulatinamente retirados producto de la acción eólica favoreciendo la concentración superficial residual de clastos de mayor diámetro. En cambio, el material colapsado forma un depósito coluvial de menor ángulo que el remanente de cara libre. Esta parte del escarpe es llamado pendiente de colapso (Figura 2.4).

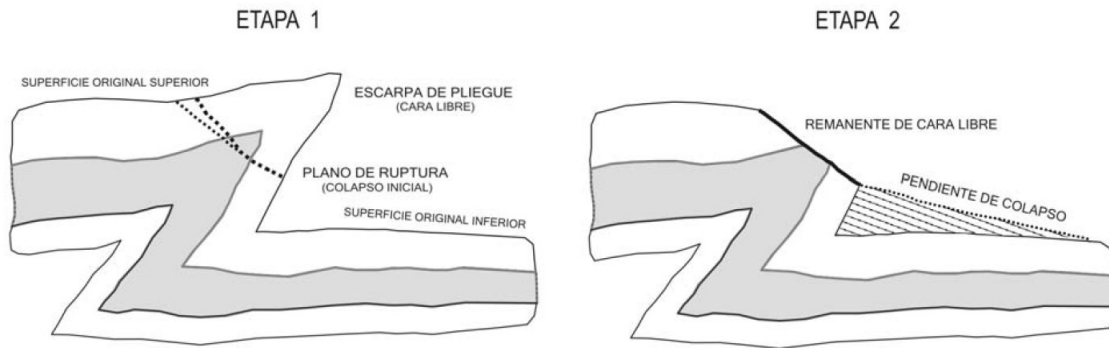


Figura 2.4: Evolución geomorfológica de un escarpe de pliegue individual formada por plegamiento por propagación de falla superficial afectando a materiales aluviales no cohesivos o débilmente consolidados. Extraída de Mingorance (2006).

Pedimentos

Son superficies erosiónales suavemente inclinadas de bajo relieve que pueden ocurrir en variadas litologías y climas (Dohrenwend & Parsons, 2009). Desde un punto de vista geomorfológico, el pedimento es sólo parte de un sistema, conocido como la Asociación del Pedimento, que incluiría: (1) las zonas altas que son tributarias del pedimento; (2) el pedimento propiamente tal, y (3) la planicie aluvial de la cual es tributario el pedimento (Troncoso, 2014) (Figura 2.5). La formación de pedimentos se ha asociado a ambientes de baja o nula actividad tectónica y para su formación se estiman tiempos del orden de millones de años (Burbank & Anderson, 2012).

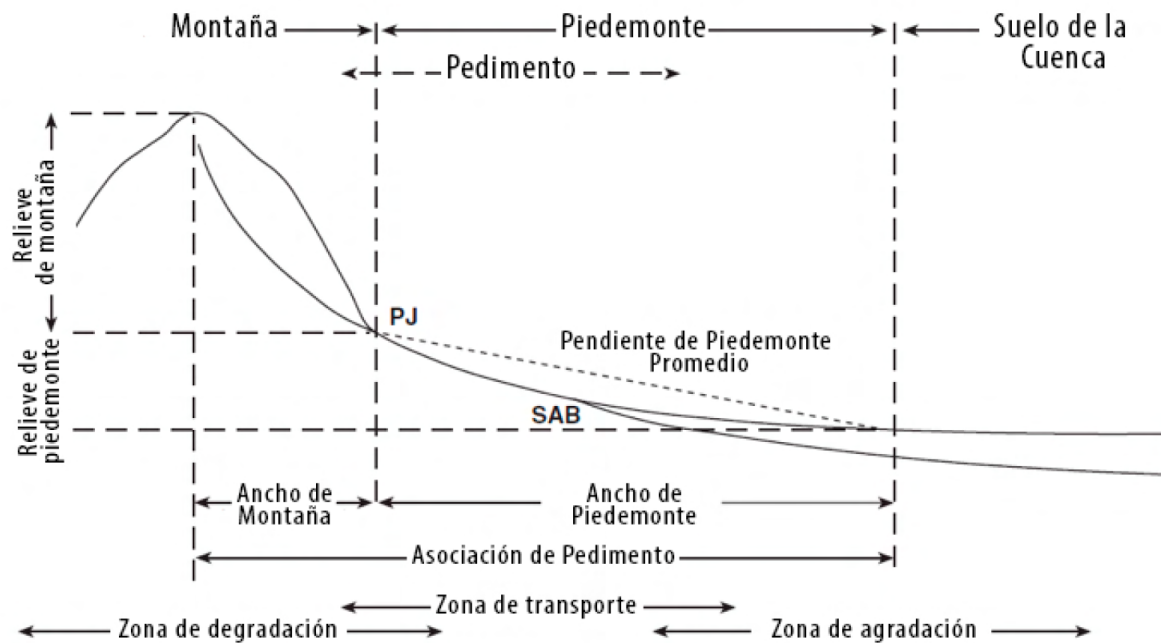


Figura 2.5: La Asociación del Pedimento incluye (1) Las zonas altas que son tributarias del pedimento o zonas de degradación; (2) el pedimento propiamente tal o “zona de transporte”, y (3) la planicie aluvial de la cual es tributario el pedimento o zona de agradación. El pedimento corresponde a la zona de transporte de este sistema. PJ = *piedmont junction*; SAB = *subaerial alluvial boundary*; corresponden a los límites entre cada una de las zonas de la Asociación del Pedimento. Extraído de Troncoso (2014).

Ríos

El curso de ríos que son desplazados lateralmente a través de una falla de rumbo puede ser claramente registrado. Sin embargo, es importante determinar que la desviación de una corriente se debe directamente al desplazamiento de su curso por fallas y no es el resultado de la intersección entre una superficie con pendiente regional y/o un escarpe de fallas. Las dificultades para evaluar los desplazamientos de ríos radican en hacer correlaciones confiables de un lado de la falla y al otro (Burbank & Anderson, 2012).

2.3. Expresión geomorfológica de la falla inversa

Típicamente tenemos la visión de una falla como una superficie irregular que se dispone dentro de la corteza. Particularmente, en escalas menores a 10 km, muchas de las fallas consisten en un volumen tabular de discontinuas o pequeñas fallas anastomosadas (Scholz, 1998). La complejidad de la deformación de la superficie, por lo tanto, no es únicamente atribuible a los materiales heterogéneos de la corteza, sino también al hecho de que durante un terremoto, cientos de pequeñas superficies de ruptura acomodan el desplazamiento total. A continuación presentaremos las características geomorfológicas de las fallas inversas.

2.3.1. Falla inversa

Teóricamente las fallas inversas cortan la corteza con un buzamiento de alrededor de los 30° , no obstante se observa que se establecen en cualquier ángulo. Debido al bajo ángulo de intersección con la superficie, las fallas inversas son afectadas por la topografía por lo que su traza suele ser sinuosa (Phillip *et al.*, 1992). El área afectada por la deformación depende de la magnitud del desplazamiento, la geometría de la falla y la rigidez de la corteza deformada. Comúnmente, la cantidad de desplazamiento disminuye hacia la superficie (Phillip *et al.*, 1992). Como consecuencia de esto, el bloque colgante es típicamente plegado formando un anticlinal. A través de la cresta de este anticlinal se producen una serie de *grabens*. La oblicuidad del tensor de esfuerzo con respecto a la falla puede ser estimado por la orientación de los graben. Si las fallas normales están casi paralelas a la traza de falla, el tensor de esfuerzo principal es aproximadamente perpendicular a la traza de falla inversa. Por otro lado, cuando los graben son oblicuos a la traza de falla, el tensor es oblicuo a la traza de falla principal (Phillip *et al.*, 1992) (Figura 2.6).

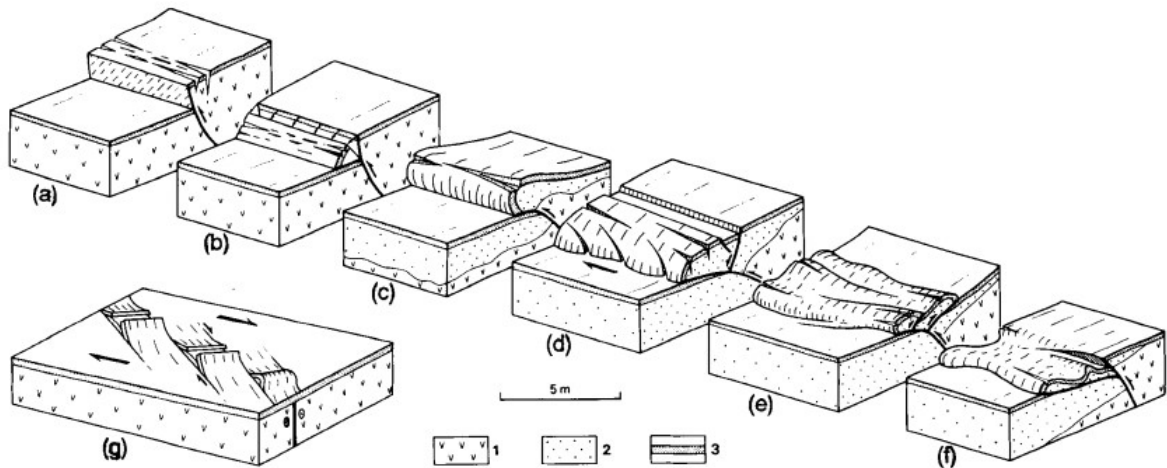


Figura 2.6: Aspectos de un eskarpe de falla a través de la Falla Spitak de Armenia (a) Eskarpe simple de falla inversa. (b) Colapso del bloque colgante de la falla. (c) Cresta de presión simple. (d) Cresta de presión dextral. (e) Cresta de presión de empuje. (f) Cresta de presión de bajo ángulo. (g) Cresta de presión en echelon. 1, Basamento de roca; 2, sedimentos cuaternarios; 3, capa vegetal. Extraído de Phillip *et al.* (1992).

Capítulo 3

Antecedentes Geológicos

3.1. Marco Sismo-tectónico

Chile está ubicado en un ambiente tectónico convergente con una subducción reconocida al menos desde el Jurásico (Mpodozis y Ramos, 1989). A los 34°S la Placa de Nazca subduce bajo la Placa Sudamericana. La tasa de subducción es de 6.6 cm/año (Angermann *et al.*, 2009) provocando deformación en el continente y grandes terremotos en todo Chile (Figura 3.1).

El margen de subducción chileno se caracteriza por una alta tasa de sismicidad (Rauld, 2011). Desde mediados del siglo XX comenzó la instrumentalización mediante sismómetros que permitieron registrar los grandes terremotos ocurridos a partir de entonces (Rauld, 2011). Últimamente, con la puesta en marcha de una mayor cantidad de instrumentos más sensibles, se ha podido registrar la sismicidad de menor magnitud.

La sismicidad observada en un borde de subducción como el chileno se puede dividir en 4 zonas sismogénicas (Figura 3.2):

A) Sismos *outer-rise*: ocurren fuera de la fosa o trench, y suceden debido a la deformación de la placa de Nazca al subducir bajo el continente, produciendo esfuerzos extensivos antes de la zona de contacto, que no se mueve por estar acoplada (Figura 3.2). No suelen causar daños significativos en zonas pobladas de la placa Sudamericana, pero pueden producir tsunamis. En general tienen magnitudes menores a 8. Ejemplos de este tipo de sismos son el de Papudo 1981 y 2001 con magnitud de momento 7.2 y 7.0 respectivamente (Ruiz & Madariaga, 2018).

B) Sismos interplaca: están asociados al contacto interplaca. Se producen debido a la fuerza de roce entre las placas (Figura 3.2). Producto de esto se traba el movimiento entre ellas y acumula energía, la cual es liberada en terremotos de gran magnitud. Si el terremoto desplaza el fondo oceánico verticalmente generará un tsunami. Ejemplos de este tipo de sismos son el de Valdivia de 1960 ($M_w=9.5$), el de Valparaíso 1985 ($M_w=8.0$) y el terremoto del Maule de 2010 ($M_w=8.8$) (Ruiz & Madariaga, 2018).

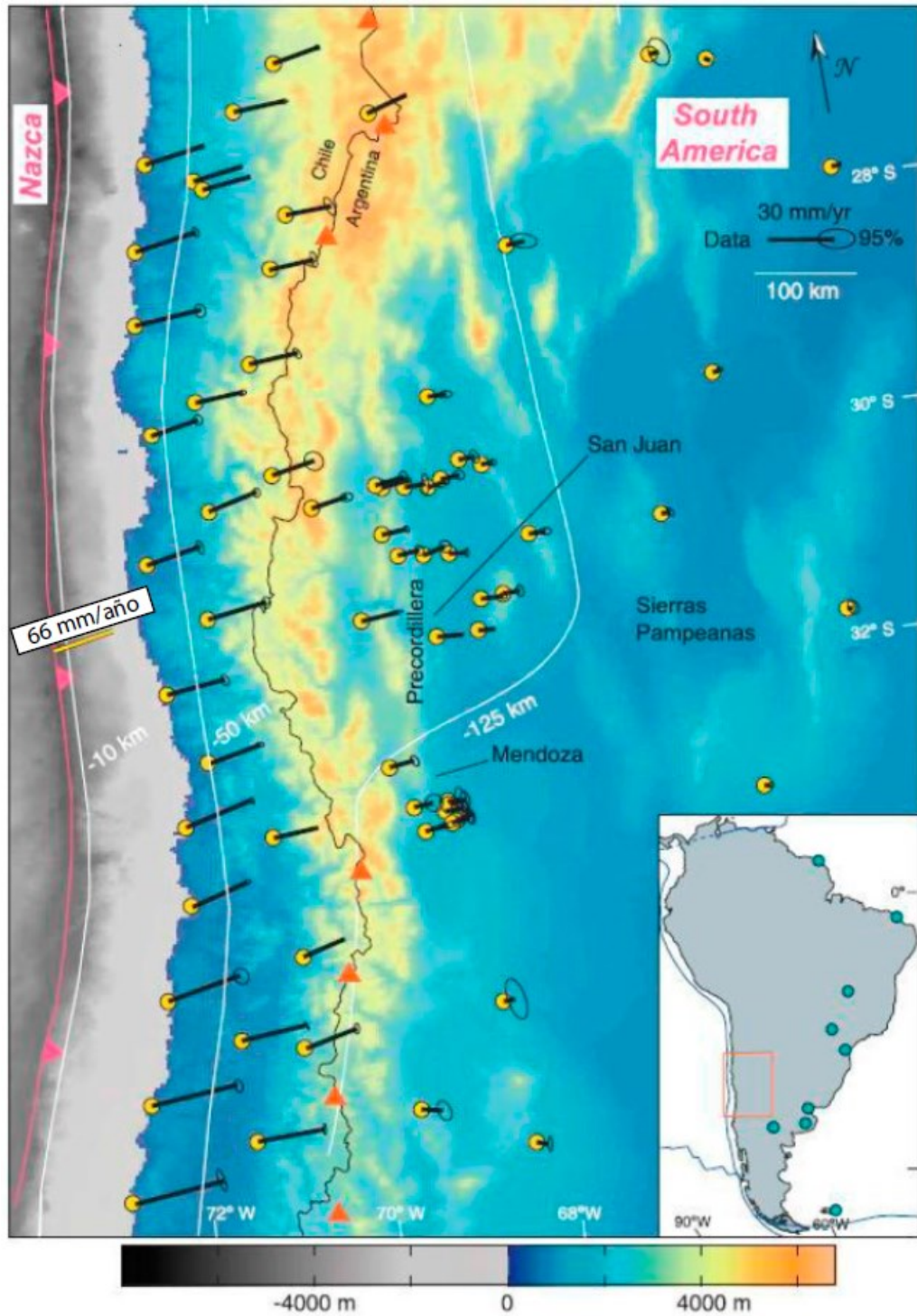


Figura 3.1: Velocidad GPS superpuesta a la topografía andina. El recuadro muestra el mapa de América del Sur con el área de estudio resaltada (cuadro rojo) y las estaciones utilizadas para definir el marco de referencia (círculos azules). Línea amarilla: velocidad de subducción. Modificado de Brooks *et al.*, 2003.

C) Sismos intraplaca oceánica o de profundidad intermedia: se producen por el fracturamiento tensional de la placa de Nazca que se quiebra por su propio peso o por el roce con el manto viscoso (Rauld, 2011). Ocurren a profundidades mayores a 60 km hasta 700 km

(límite frágil-dúctil) y tienen un alto potencial de daño (Figura 3.2). Son terremotos como el ocurrido en Punitaqui en 1997 ($M_w=7.1$), La Ligua 1965 ($M_w=7.4$) o el de Chillán de 1939 ($M_w=7.8$) (Ruiz y Madariaga, 2018).

D) Sismos superficiales intraplaca: son producto del esfuerzo intraplaca inducido por la subducción, que a la vez contribuye a la generación de relieve (Figura 3.2). En general, los sismos superficiales intraplaca se encuentran asociados a fallas superficiales (como la Falla San Ramón) que pueden tener movimientos normales, inversos y de rumbo, que responden a campos de esfuerzos compresivos o extensivos. Ejemplo de este tipo de sismos son el terremoto de Las Melosas en 1958 (M_w 6.3), Curicó en 2004 ($M_w=6.4$), Pichilemu 2011 (M_w 7.0 y 6.9) (Ruiz & Madariaga, 2018).

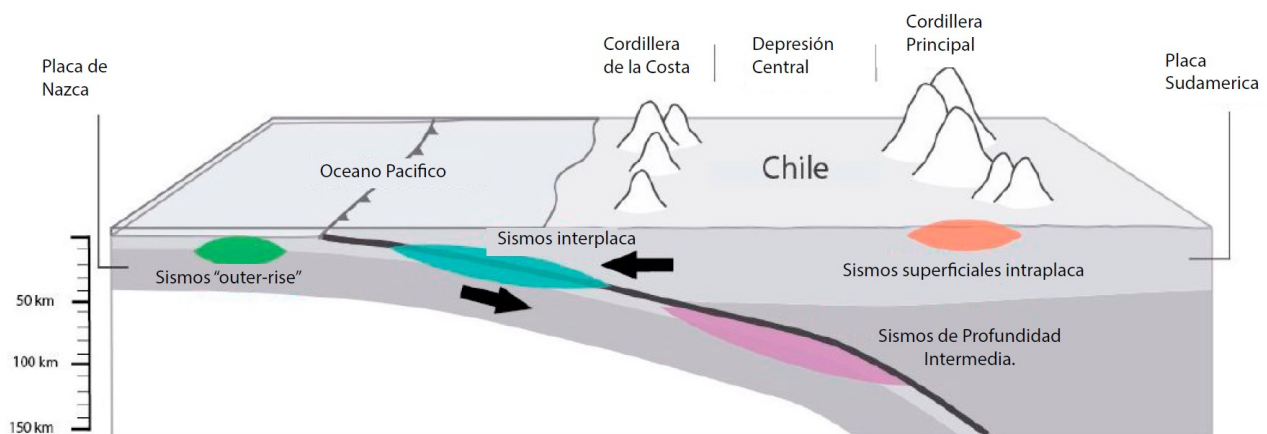


Figura 3.2: Zona de subducción y zonas sismogénicas. Modificado de Cisternas (2012).

Respecto a estos últimos, Ammirati *et al.* (2019) encontró una importante sismicidad bajo el flanco occidental de la Cordillera Principal ubicada a una profundidad de entre ~ 10 y 15 Km paralelo al escarpe de la FSR. La inversión regional de estos sugiere que la Falla San Ramón está acomodando estrés en una dirección noreste-suroeste (Figura 3.3).

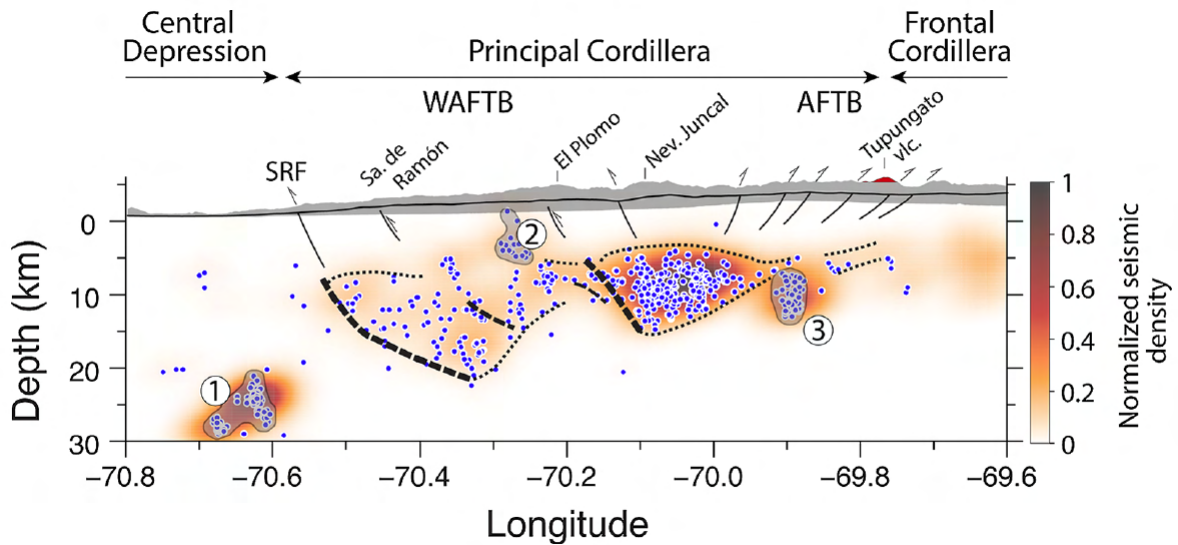


Figura 3.3: Sección transversal mostrando la distribución de profundidad y la densidad normalizada de los sismos superficiales intraplaca entre los 33° y 34° S. Líneas solidas son estructuras inferidas de observaciones geológicas. Líneas punteadas corresponde a estructuras interpretadas en el trabajo de Ammirati *et al.* (2019). Los círculos de colores corresponden a clusters de sismicidad. Extraído de Ammirati *et al.* (2019).

3.2. Unidades morfoestructurales

En Chile central, a los 33° S, se distinguen 5 unidades morfoestructurales que se distribuyen en franjas de orientación Norte – Sur. De oeste a este son (Figura 3.4): Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, encontrándose estas dos últimas en territorio argentino (Figura 3.4). La zona de estudio se encuentra en la Depresión Central en el límite con la Cordillera Principal Occidental. A continuación se describen los dominios ya mencionados:

La Cordillera de la Costa es un cordón montañoso que alcanza los 2500 m s.n.m. y su morfología es redondeada, evidenciando ser un relieve maduro (Rauld, 2011). Está formada por granitoides del Paleozoico Superior que afloran en su flanco oeste, y por secuencias volcánicas y sedimentarias del Mesozoico en la parte oriental (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001).

La Depresión Central se extiende desde los 33° S hasta los 40° S (Fock, 2005). Corresponde a una cuenca rellena de depósitos no consolidados de edades Pleistocenos a Holocenos principalmente (Rauld, 2002). Los depósitos son sedimentos de origen fluvial, aluvial, fluvio-glacial, y cenizas de la Ignimbrita Pudahuel en algunos sectores (Leyton *et al.*, 2011). Sobresalen algunas cumbres en forma de “cerros isla“ (e.g. Cerro Santa Lucía, Cerro Renca, Cerro La Ballena, entre otros). Al norte de los 33° S, la Depresión Central desaparece y da paso a cordones montañosos de baja altitud separados por valles que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa (Fock, 2005). Este segmento se conoce como región de los Valles Transversales. Al sur de los 33° S el límite oriental de la Depresión Central es abrupta y marcada, limitado por la Cordillera Principal.

La Cordillera Principal presenta una gran topografía en comparación con la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, alcanzando alturas de 6570 m s.n.m. en la frontera con Argentina. La estructura de la Cordillera Principal se puede describir en tres dominios según sus características geológicas: dominio occidental, central y oriental. La Cordillera Principal Occidental está conformada por rocas de edad cenozoica, constituida por las formaciones Abanico (Oligoceno-Mioceno Superior) y Farellones (Mioceno Medio-Superior) (Thiele, 1982). Es característico observar fallas y pliegues de longitud de onda 5 km y vergencia oeste (Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010.). El dominio central está conformado por estas mismas formaciones, pero la deformación es mucho más intensa, está caracterizado por pliegues con vergencia oeste que también afectan a unidades Mesozoicas (Armijo *et al.*, 2010). Por último, el dominio oriental está caracterizado por una serie de corrimientos con vergencia al este en las unidades mesozoicas con repetición de secuencias propia de una faja plegada y corrida de piel delgada (Rauld, 2011), conocida como la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Armijo *et al.*, 2010). Es en esta unidad que se emplaza el arco volcánico actual.

La Cordillera Frontal se presenta a lo largo de más de 700 km en Los Andes orientales, con alturas sobre los 5000 m s.n.m. y está constituida por rocas pre-Jurásicas volcánicas ácidas del Grupo Choyoi. Éstas se encuentran sobre el basamento cristalino del Proterozoico (Mpodosis y Ramos, 1989).

La Precordillera está conformada por rocas del Paleozoico Inferior principalmente, al este de las unidades descritas se han desarrollado cuencas de antepaís desde el Mioceno hasta el Holoceno (Fock, 2005).

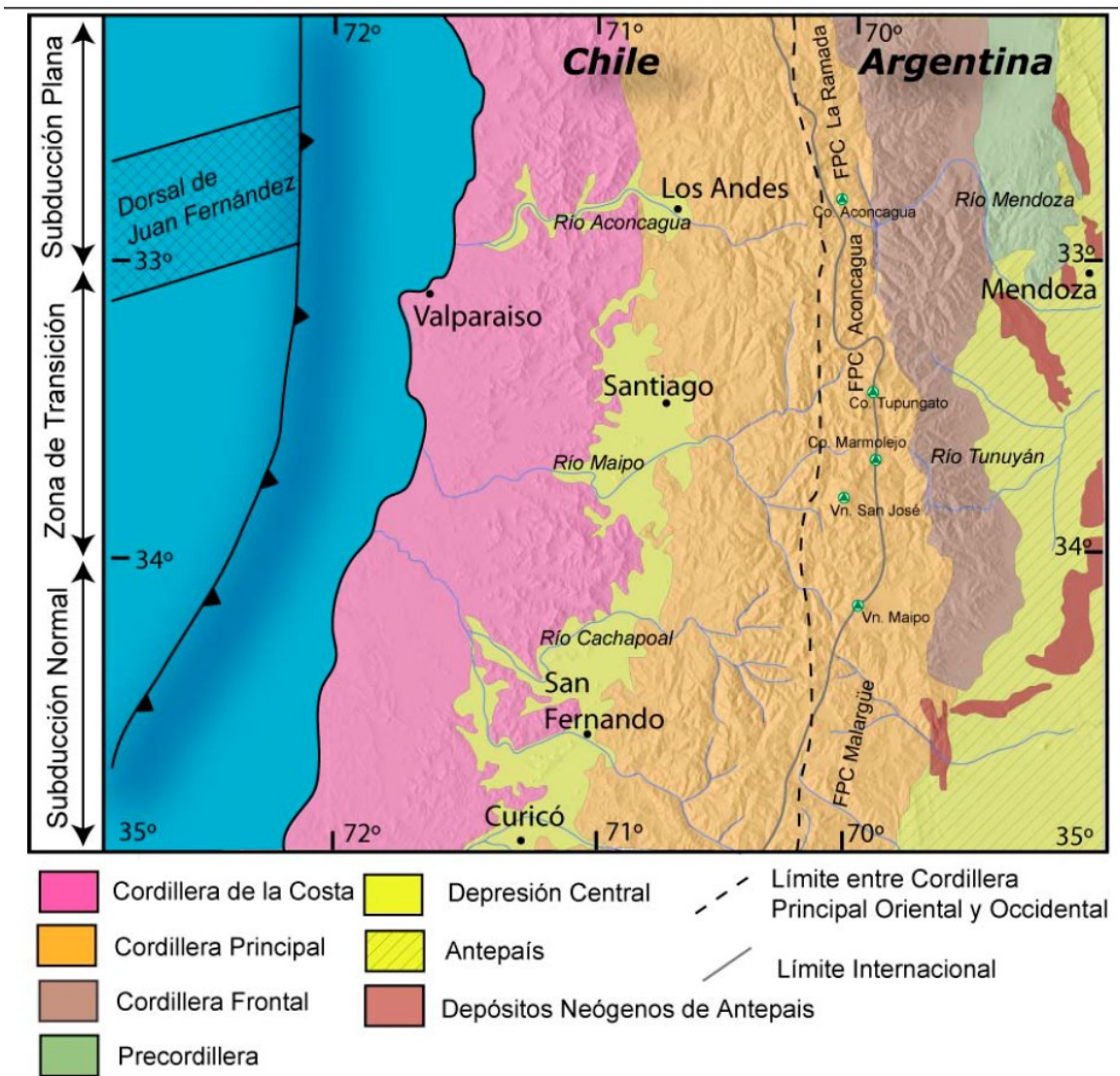


Figura 3.4: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi *et al.* (2001), Giambiagi *et al.* (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). Extraído de Fock (2005).

3.3. Marco geológico

Como ha sido mencionado, la zona de estudio esta emplaza entre la Depresión Central y en el borde de la Cordillera Principal Occidental. Por lo que a continuación se describen las unidades que caracterizan estos dominios a la latitud de Santiago.

La Cordillera Principal Occidental son secuencias de ambiente continental de edad cenozoica, representadas principalmente por estratos volcánicos con algunas intercalaciones sedimentarias (Thiele, 1980). Respecto a las rocas intrusivas, se han reconocido dos unidades del Mioceno Inferior que instruyen las rocas estratificadas. Corresponden a granodioritas, monzonitas y tonalitas cuarcíferas (Thiele, 1980).

Hacia el oeste, en la cuenca de Santiago, los depósitos sedimentarios son de origen fluvial, aluvial, coluvial y glacial los cuales rellenan y modelan la geomorfología local. En relación con los rasgos estructurales que destacan en la zona de estudio, la FSR aparece como una de las estructuras principales involucradas en el alzamiento de Los Andes a la latitud de Santiago (Armijo *et al.*, 2010), la cual pone en contacto a rocas cenozoicas con depósitos no consolidados de la cuenca de Santiago (Rauld, 2002).

3.3.1. Unidades de roca estratificada

Formación Abanico (Eoceno Superior? – Mioceno Inferior)

Definida originalmente por Aguirre (1960). Es una unidad conformada por dos franjas con disposición NS que está constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres) dispuestas en forma de lentes cuyo espesor alcanza los 500 m (Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003).

En la parte inferior de la unidad predominan brechas volcánicas y tobas gruesas sobre las lavas (andesitas y riolitas), y sedimentitas clásticas (Thiele, 1980). Estas últimas son escasas y corresponden a areniscas de grano medio a fino, lutitas y limos con estratificación fina, con restos carbonosos y flora fósil (Thiele, 1980).

El espesor de la unidad se estima en unos 3000 m, que se ven aumentados por las numerosas intrusiones de filones-manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Dataciones radiométricas efectuadas en la zona la ubican entre 28-20 Ma (Wall, Selles y Gana, 1999).

Sobreyace a formaciones mesozoicas y su contacto está dado por grandes fallas regionales (Charrier *et al.*, 2002). Se encuentra en contacto por falla con la Formación Lo Valle (entre el cerro Renca y Colorado), pero en otros sectores con un hiatus erosivo de 37 Ma (Gana & Wall, 1997). Su techo está marcado por una discordancia angular con la Formación Farellones (Thiele, 1980).

Formación Farellones (Mioceno)

Definida originalmente por Klohn (1960). Esta formación es una unidad de gran potencia constituida por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas con intercalaciones de brechas volcánicas (Klohn, 1960). La secuencia la componen lavas, tobas de lapilli e ignimbritas con intercalaciones de brechas volcánicas, donde las lavas predominan claramente sobre las tobas y brechas (Thiele, 1980). El espesor se estima en 2500 a 3000 m, que aparece aumentando con los mantos intrusivos y lacolitos intercalados en la secuencia (Thiele, 1980). Se dispone sobre la Formación Abanico de forma irregular con variaciones norte-sur y este-oeste, con contacto interpretado como discordante o pseudo-concordante (Charrier *et al.*, 2002). El techo de la formación lo constituye la actual superficie de erosión (Fock, 2005).

3.3.2. Intrusivos

Granodiorita La Obra (Mioceno Inferior; 22-19 Ma)

Intrusivo granodiorítico a monzogranítico de biotita y anfíbola, que intruyeron la Formación Abanico en el borde oeste de la cordillera andina. Se expone elongado en dirección norte-sur (Selles y Gana, 2001). Dataciones K-Ar en biotita señalan edades de 22,0 Ma \pm 0,6 Ma y 19,3 Ma \pm 1,0 Ma (Selles & Gana, 2001). Kurtz *et al.* (1997), señalan una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 21,6 Ma \pm 4,9 Ma que se interpreta como la edad de emplazamiento del plutón. Estas rocas son de tendencia calcoalcalina, con mediano contenido de Potasio.

Intrusivos hipabisales intermedio-Basicos (Eoceno Superior-Mioceno Inferior; 34-19 Ma)

Stocks', cuellos volcánicos, filones, mantos y diques que intruyeron la Formación Abanico. Son cuerpos de hasta 3 km² de exposición, de composición intermedia a básica (49 a 65% SiO₂), y color gris medio a verde oscuro. En el área de estudio aflora el grupo (d) asignado por Selles & Gana (2001), los cuales son pórfidos andesíticos de clino y ortopiroxeno. Se cuenta con una edad K-Ar en roca total de 22,4 Ma \pm 1,1 Ma (Selles & Gana, 2001). Sin embargo, intrusivos química y petrográficamente similares han sido datados mediante K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el intervalo de los 34 y 19 Ma (Wall *et al.*, 1999). Parte de estos intrusivos han sido referidos anteriormente como Unidad Intrusiva II por Thiele (1980).

3.3.3. Depósitos no consolidados

Los depósitos no consolidados son de edad cuaternaria. A continuación se describen con base en su origen.

Ignimbrita Pudahuel (Pleistoceno Medio) (Wall *et al.*, 1996)

Depósito de flujo piroclástico de ceniza y lapilli pumíceo, de composición riolítica, macizo, no soldado. Los afloramientos de mayor extensión en el área de estudio se ubican en el sector de Las Vizcachas, donde alcanzan un espesor expuesto de 10 m. Su mayor extensión se extiende hacia el norte, fuera del área de estudio. Una edad, determinada por el método de

trazas de fisión en circones de pómez, dio 450.000 años \pm 60.000 años AP (Stern et al., 1984). Recientes edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ‘plateau’ en biotita contenida en las pómez, dieron 2,3 Ma \pm 0,3 Ma y 2,2 Ma \pm 0,3 Ma y una isocrona inversa de 1,4 Ma \pm 0,8 Ma (Wall *et al.*, 2001). Estos antecedentes abren una discusión sobre una posible edad máxima pleistocena superior para estos depósitos (Figura 3.5).

Depósitos aluviales (Plioceno-Pleistoceno Superior)

Sedimentos estratificados, moderadamente consolidados, que constituyen abanicos aluviales coalescentes de 2-10 km de radio, que rellenan la mayor parte de la Depresión Intermedia y cuyas cuencas hidrográficas se encuentran en la Cordillera de los Andes. Se diferencian siete sistemas aluviales correspondientes a los cursos fluviales predominantes. Entre los que destacan, en el área de estudio, depósitos aluviales del río Maipo y depósitos aluviales del río Clarillo y de Quebrada Honda.

La tesis de Rauld (2011), al norte del área de estudio destaca la identificación de una unidad de abanicos aluviales del Pleistoceno Inferior-Medio, que conforma el relleno sedimentario producto de la migración y encajamiento hacia el norte del cauce del río Mapocho. Esta unidad aflora en los cerros Calán, Apoquindo y Los Rulos. Tiene una edad relativa mayor a los principales abanicos del Mapocho y Maipo. Estos depósitos se encuentran fallados con su superficie desplazada entre 20 y 60 m, manteniendo su forma de abanico a pesar de su deformación (Rauld, 2011)(Figura 3.6).

Depósitos aluviales de piedemonte (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Corresponden a sedimentos pobremente consolidados, ubicados en la desembocadura de las quebradas mayores. Están constituidos por una alternancia de depósitos de remoción en masa, depósitos fluviales y mantos de crecida, que conforman abanicos aluviales de estructura radial y pendientes de 3° a 6°. En el piedemonte andino, frente a Puente Alto y Pirque, grandes conos aluviales coalescentes forman una morfología de bajada, que prograda sobre los depósitos aluviales y de la Ignimbrita Pudahuel. Se distinguen depósitos de flujos de detritos y barro ‘recientes’, que se movilizaron sobre el sector urbano desde la quebrada de Macul en mayo del año 1993 (Naranjo y Varela, 1996) (Figura 3.5).

Al norte del área de estudio, entre el río Mapocho y Maipo estos depósitos se encuentran basculados producto de la actividad de la FSR (Rauld, 2002; 2011).

Depósitos coluviales (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Sedimentos pobremente consolidados o no consolidados, polimícticos, mal seleccionados, ubicados en las faldas y al pie de los cerros. Constituyen mantos adosados a las laderas (escombros de falda), con pendientes de 4 a más de 10°, que desarrollan estratificación gruesa paralela a la pendiente (Figura 3.5) (Selles & Gana, 2001).

Depósitos fluviales (Holoceno)

Sedimentos no consolidados, genéticamente relacionados con cursos fluviales activos (ríos Mapocho, Maipo, Clarillo y algunos cursos intermitentes). Predominan gravas y gravas arenosas clastosoportadas, de clastos redondeados a bien redondeados en parte imbricados, y

matriz arenosa (facies de relleno de canal). Incluyen, lentes arenosos con estratificación plana horizontal y cruzada, junto a escasos niveles de limos finamente laminados, depositados durante los períodos de bajo caudal (Figura 3.5) (Selles & Gana, 2001).

Depósitos fluviales antiguos (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Sedimentos pobremente consolidados, genéticamente vinculados a cursos fluviales abandonados, constituidos por gravas y gravas arenosas de clastos redondeados volcánicos e intrusivos, además de niveles de arenas y limos. Se distinguen dos niveles principales: (1) Depósitos fluviales aterrizados, con alturas entre 3 y 20 m sobre el curso fluvial actual, con cobertura de suelo bien desarrollada y vegetación silvestre o cultivos. Destacan los niveles aterrizados adosados al curso superior del río Maipo. (2) Depósitos ubicados en cauces abandonados o esporádicamente inundados en épocas de crecida, cubiertos por una delgada capa de suelo y desarrollo vegetal incipiente. En la zona de estudio se ubican en el sector del río Maipo (Figura 3.5) (Selles & Gana, 2001).

Depósitos de remoción en masa (Pleistoceno-Holoceno)

Depósitos macizos, matriz soportados, polimícticos y mal seleccionados correspondientes a flujos de detritos y de barro originados por acción gravitacional. En la zona de estudio afloran en las quebradas San Ramón, Macul y Lo Cañas entre otros lugares (Figura 3.5) (Selles & Gana, 2001).

Relleno Artificial (Holoceno)

Son depósitos de distinta composición, orgánicos e inorgánicos, que están conformados por desechos urbanos, industriales mineros y otros productos de actividad antrópica (Figura 3.5) (Selles & Gana, 2001).

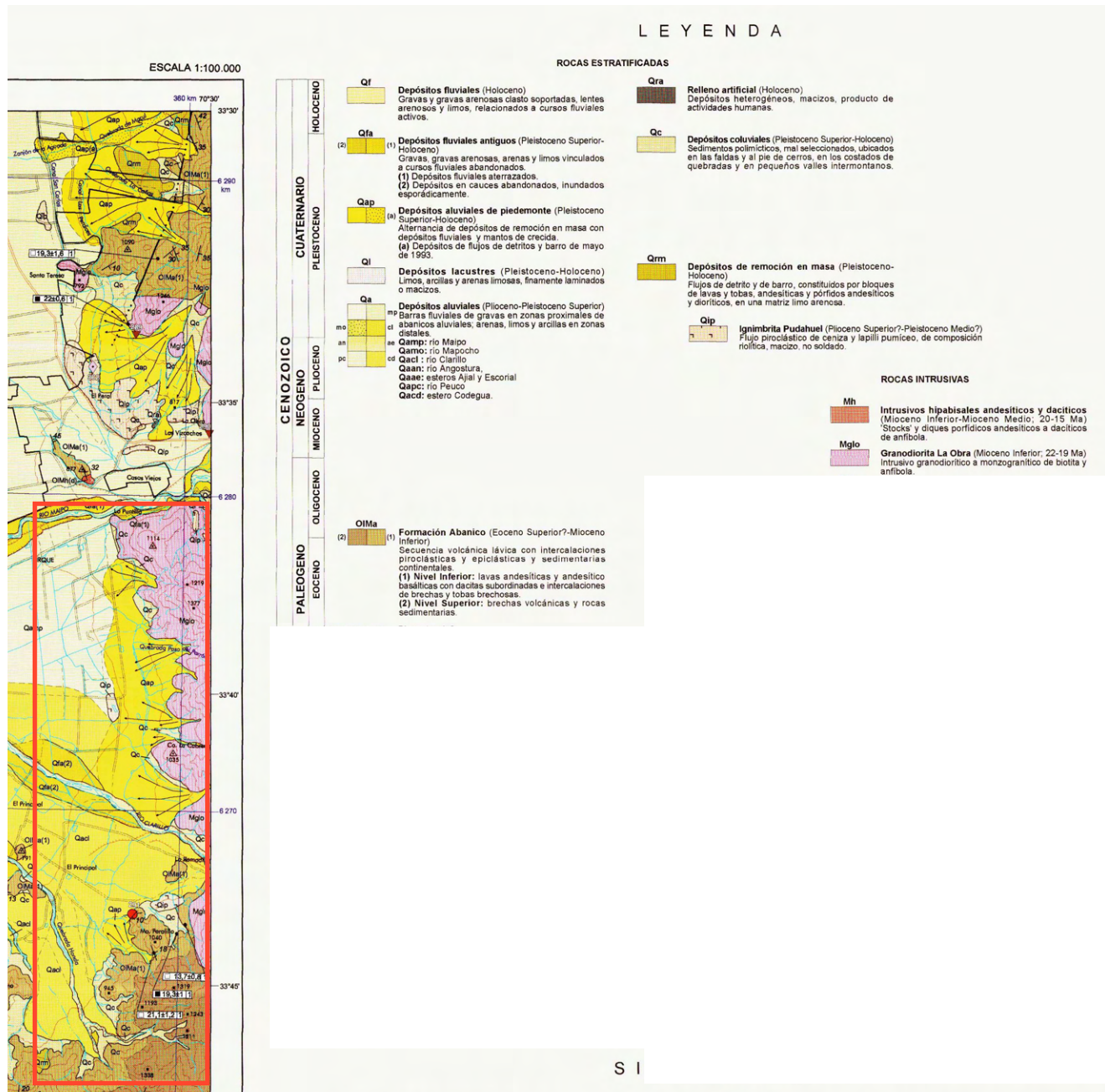


Figura 3.5: Extracto de Mapa Geológico Área Talagante- San Francisco de Mostazal, Región Metropolitana (Selles & Gana, 2001).

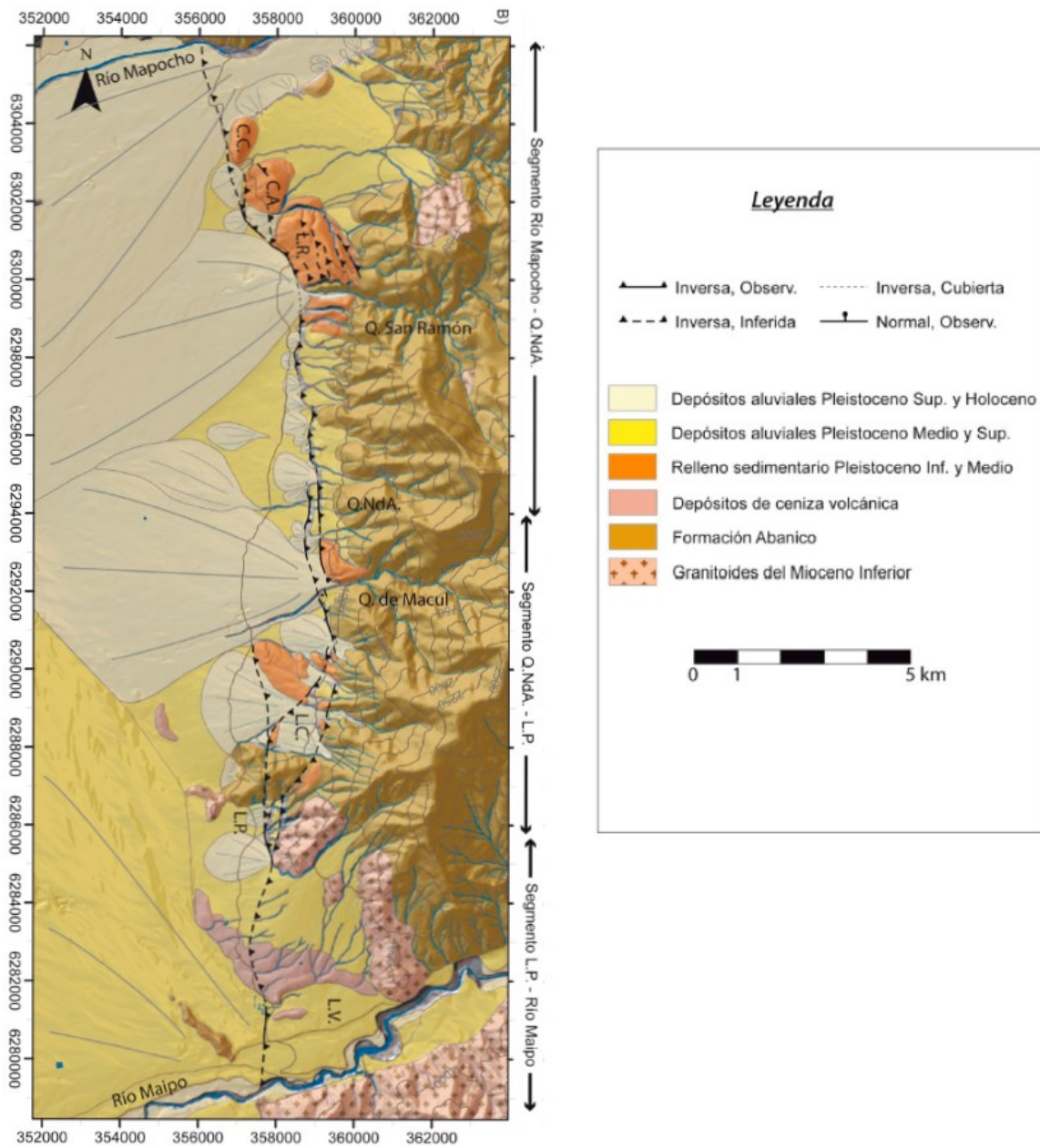


Figura 3.6: Mapa de las unidades morfológicas del frente cordillerano, separadas en tres unidades según edad. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos, L.C.: Lo Cañas, L.P.: Lo Planella, L.V.: La Vizcachas, QNdA: Quebrada Nido de Águilas. Modificado de Rauld (2011).

3.3.4. Estructuras

Como característica fundamental en área de estudio se reconoce la Falla San Ramón (FSR). Esta ha sido caracterizada como una estructura de tipo inversa, activa (Rauld, 2002; 2011; Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014), con vergencia al oeste, que levanta las rocas de la Formación Abanico sobre los depósitos no consolidados de la cuenca de Santiago (Menares, 2018). Sismos de intraplaca se han asociado a la actividad de la FSR (Ammirati *et al.*, 2019). Además, Vargas *et al.* (2014) muestra evidencias de dos eventos con desplazamiento de ~ 5 m: un evento ocurrido entre 17-19 ka y un último hace ~ 8 ka. El estudio propone que la estructura no ha sufrido nuevas rupturas asociadas a terremotos desde hace 8.000 años, y por ende no habría evidencias en la trinchera de terremotos de la historia sísmica reciente. Sin embargo existen antecedentes para inferir que la FSR podría generar grandes terremotos como los documentados en la trinchera paleosismológica.

Según Armijo *et al.* (2010) la estructura cumple un importante rol dentro del contexto del orógeno andino bi-vergente. El modelo del Cabalgamiento Andino Occidental (Figura 3.7) es un mega-sistema de tipo faja plegada y corrida, el cual está representado por las estructuras inversas en forma de rampas y despegue de la cobertura mesozoica, y con el enraizamiento a escala cortical bajo el basamento de la cordillera Frontal en Argentina (Armijo *et al.*, 2010). Se estima que el mega-sistema ha producido entre $5/6$ a $3/4$ de acortamiento en la Cordillera Principal (Armijo *et al.*, 2010; Riesner *et al.*, 2017).

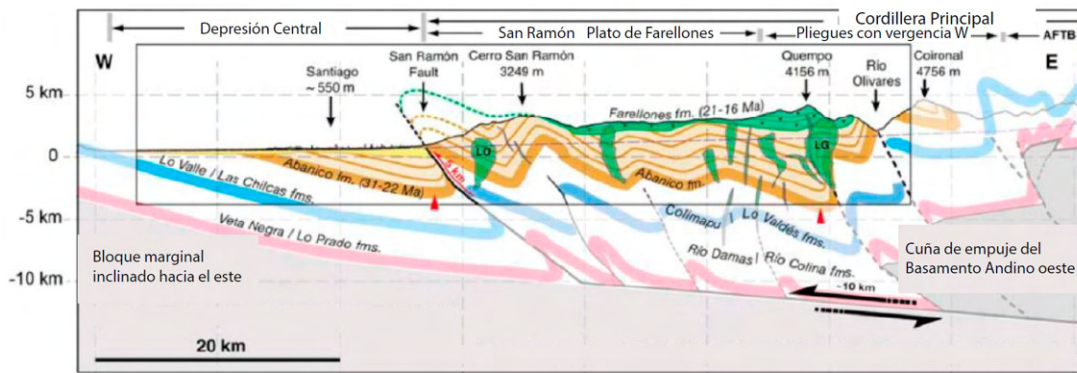


Figura 3.7: Sección estructural interpretada para la Cordillera Principal Occidental, con rampa plana con manteo al este para la falla San Ramón. Modificado de Armijo *et al.* (2010).

Por otro lado, estudios contemporáneos proponen un modelo diferente para la Cordillera Principal Occidental. Farías *et al.* (2010) postula mediante la integración de la geología en superficie y la sismicidad, que el sistema de falla de vergencia oeste denominado Falla San Ramón-Pocuro de orientación y prolongación norte-sur, es un *back thrust* del sistema responsable de la deformación de los Andes Centrales, con un despegue manteando hacia el oeste. El sistema de fallas de vergencia oeste habría producido $1/4$ del acortamiento presente en la Cordillera Principal (Figura 3.8)(Farías *et al.*, 2010).

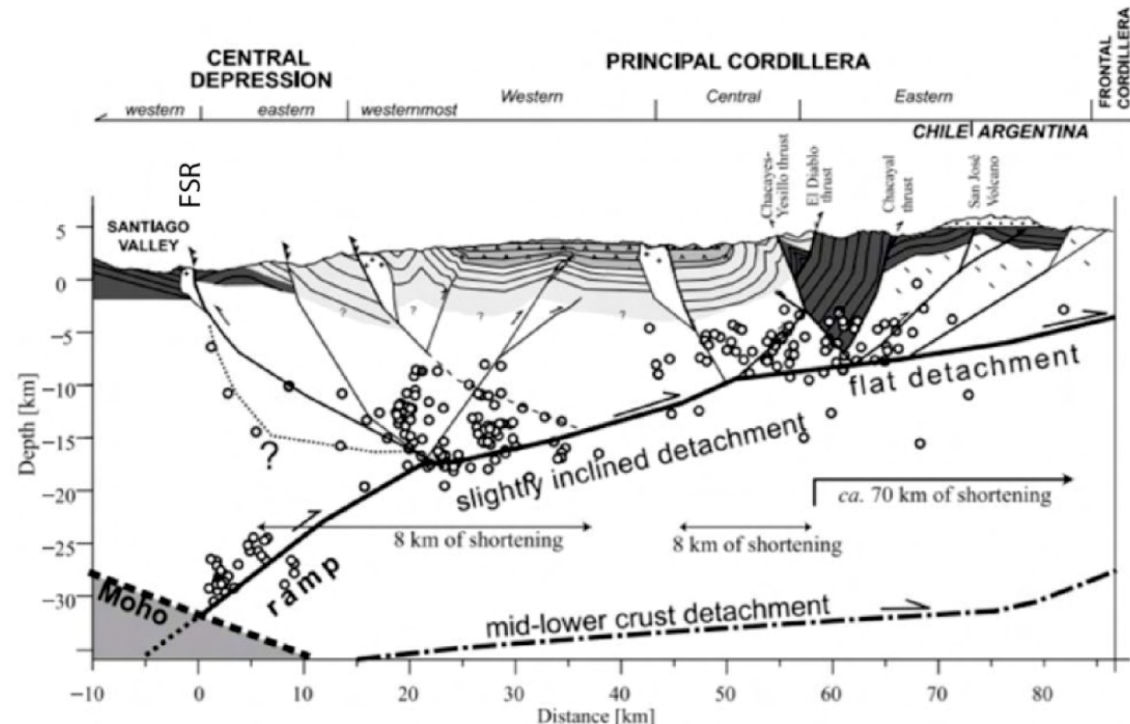


Figura 3.8: Sección estructural a la latitud del Maipo con sismicidad superficial. Modificado de Farías *et al* (2010).

Un estudio de escala más local plantea un modelo de traza de falla diferente al planteado por Rauld (2011). Campillay (2020) postula por medio de interpretaciones basadas en rasgos morfológicos, que el sistema de Falla San Ramón está compuesto por dos segmentos de fallas inversas de orientación NS y estructuras de traspaso con cinemática dextral de rumbo NO-SE.

Respecto a la tasa de deslizamiento de la FSR, mediante estudios geomorfológicos y estructurales de las rocas y depósitos afectados por la falla, se ha podido estimar un deslizamiento promedio de 0,13 mm/año a 0,40 mm/año en los últimos miles de años (Armijo *et al.*, 2010; Rauld, 2011). Por otro lado, Vargar *et al.* (2014) estiman por medio de una trinchera paleosimológica una tasa de deslizamiento entre 0,5 - 0,6 mm/año.

Otras estructuras presentes en el área de estudio son la Falla Aguas de Ramón (Fock, 2005; Quiroga, 2013) y una estructura observada por Thiele (1980), ambas de inversas de rumbo N-S y ubicadas en el frente cordillerano. Campillay (2020) con base en su relación espacial, análisis morfológico y cinemática similar interpreta que estas dos estructuras estarían conectadas y serían la misma.

Capítulo 4

Metodología

Con el fin de cuantificar el peligro sísmico e identificar la traza de la Falla San Ramón en el frente cordillerano de la comuna de Pirque se aplicaron diversas metodologías que se describen en este capítulo. Primero, se presentan las fuentes de información utilizadas, luego se describe la metodología de mapeo geológico y geomorfológico. Por último se describen los procedimientos para determinar el peligro sísmico asociado a la estructura.

4.1. Fuentes de información

En esta sección se presentan las bases de datos utilizadas en este trabajo. Ellas son los datos LiDAR y ortoimágenes.

4.1.1. Fuentes de información topográfica y modelos de elevación digital

LiDAR

Este capítulo recoge una breve introducción histórica del nacimiento y la evolución del sensor LiDAR. Finalmente incluye una descripción de sus aplicaciones presentes.

LiDAR ha sido considerado la tecnología geoespacial para la adquisición de datos más importante del último milenio (Shan & Toth, 2018). Los estudios y ensayos relativos al desarrollo y la implementación de los sistemas láser para aplicaciones relacionadas con la altimetría se iniciaron en la década de los años 60 (Shan & Toth, 2018). Pero no fue hasta la década de los años 90, con el desarrollo de la computación y la georeferenciación directa, que LiDAR fue utilizado en el campo del mapeo topográfico (Shan & Toth, 2018).

El uso de LiDAR ocurre principalmente por incremento de la disponibilidad de datos, debido a su vez a la reducción del precio de los sensores (Albacete, 2011). Esto, combinado con la mayor disposición de información GPS, permite la captura de una mayor densidad de puntos por metro cuadrado (1-30 pts/m²) y hasta una precisión de 0,2 m en la vertical y 0,6 m en la horizontal (Passalacqua *et al.*, 2015).

Para las aplicaciones fotogramétricas y de teledetección, el sensor LiDAR es aerotrasportado para cubrir extensas áreas en cortos intervalos de tiempo (Passalacqua *et al.*, 2015). El sistema aerotransportado puede ser ultraligeros, helicópteros, aviones y drones, dependiendo de las necesidades de los datos (Albacete, 2011). Además, dado el uso de ondas electromagnéticas del infrarrojo cercano es capaz de penetrar la cobertura vegetal para obtener información de la superficie del suelo (Passalacqua *et al.*, 2015). Por esta misma razón su penetración se ve atenuada rápidamente en concentraciones de agua y ambientes húmedos.

LiDAR (Light Detection and Ranging) es un sensor activo usado para la teledetección. Puede medir la distancia a objetos lejanos mediante las propiedades del espectro electromagnético enviando pulsos láser de longitud de onda infrarrojo cercano (Albacete, 2011). La distancia al objeto se determina midiendo el tiempo de retraso entre la emisión del pulso y su detección a través de la señal reflejada y con el valor de la velocidad de la longitud de onda. Por lo que la distancia se expresa como

$$R = \frac{Vt}{2} \quad (4.1)$$

Donde:

R es la distancia al objeto

V es la velocidad de la radiación electromagnética

t es el intervalo de tiempo medido

Esto, junto al ángulo de salida del láser, localización y altura del transporte aéreo, es posible calcular de forma muy precisa la altura y ubicación de árboles, edificios y cualquier elemento sobre el terreno (Albacete, 2011)(Figura 4.1).

De una manera simple, LiDAR es un distanciómetro láser que mide el tiempo que tarda un pulso láser en ir y volver. La particularidad es que puede llegar a medir unos 100.000 puntos por segundo. Además, si se incorpora un GPS que dé la posición y un sistema inercial que de la orientación, si estamos en movimiento, se puede dar coordenadas globales a todos los puntos medidos, normalmente en el sistema WGS84 (*World Geodetic System 84*) (Valderas, 2019). Con la nube de puntos se pueden generar modelos tridimensionales de la superficie terrestre y sus objetos.

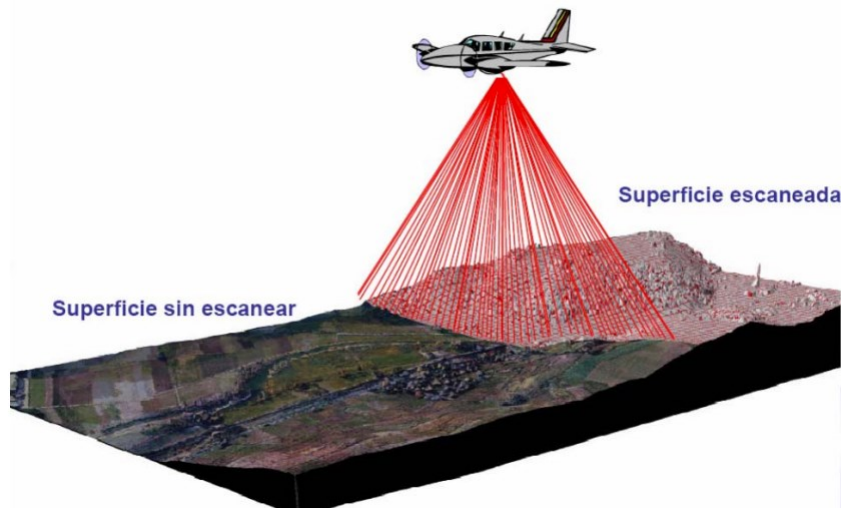


Figura 4.1: Esquema de la captura de datos LiDAR desde un avión. Extraída de Albacete (2011).

Una vez que se ha obtenido una nube de puntos clasificada, se pueden generar productos derivados tales como los MDT's (Modelos Digitales de Terreno). Cuando se crea el MDT es posible eliminar todos los puntos sobrantes y realizar una representación lo más fidedigna posible de la superficie terrestre.

Los datos LiDAR se usan para variadas aplicaciones, entre los que se encuentra: Análisis en 3D; Análisis de inundaciones; Análisis de vegetación; Análisis de costas; Análisis volumétricos; Emergencias provocadas por desastres naturales; Análisis urbanos; Arqueología; Mapas topográficos. En particular para esta tesis la aplicación a utilizar son los análisis en 3D.

Los modelos de alta resolución espacial producidos por los datos LiDAR han sido ampliamente ocupados para la identificación y mapeo de trazas de fallas activas. Estos mejoran sustancialmente la cuantificación precisa de características del terreno distribuidas en un gran dominio espacial como lo son la geometría y localización de escarpes de fallas (Passalacqua *et al.*, 2015). Por ejemplo, el USGS del estado de Washington ha utilizado datos LiDAR para cartografiar trazas de fallas con el fin de generar el mapa de peligro sísmico (Czajkowski *et al.*, 2014). Usos similares les han dado en el estado de California y Canadá (Arrowsmith y Zielke, 2009; Hunter *et al.*, 2011; Salisbury *et al.*, 2012; Morell *et al.*, 2017).

Otro uso que se les ha dado es la cuantificación de rotación y desplazamiento cosísmico. Esto se hace por medio de la comparación de dos bases de datos LiDAR. Una adquirida antes del terremoto y la otra posterior a este (Glennie *et al.*, 2014; Nissen *et al.*, 2014; Oskin *et al.*, 2012).

Bases de datos LiDAR utilizada La nube de puntos usada en este trabajo fue procesada por Valderas (2019) obteniendo un MDT que cubre una extensión 55 km y alcanzando una superficie de 24.125 ha. Abarca parte de las comunas de Lo Barnechea, Vitacura, Las Condes, La Reina, Peñalolén, La Florida, Puente Alto y Pirque. El Sistema de Información Geográfico definido para este es WGS84 con proyección UTM 19S (Figura 4.2).

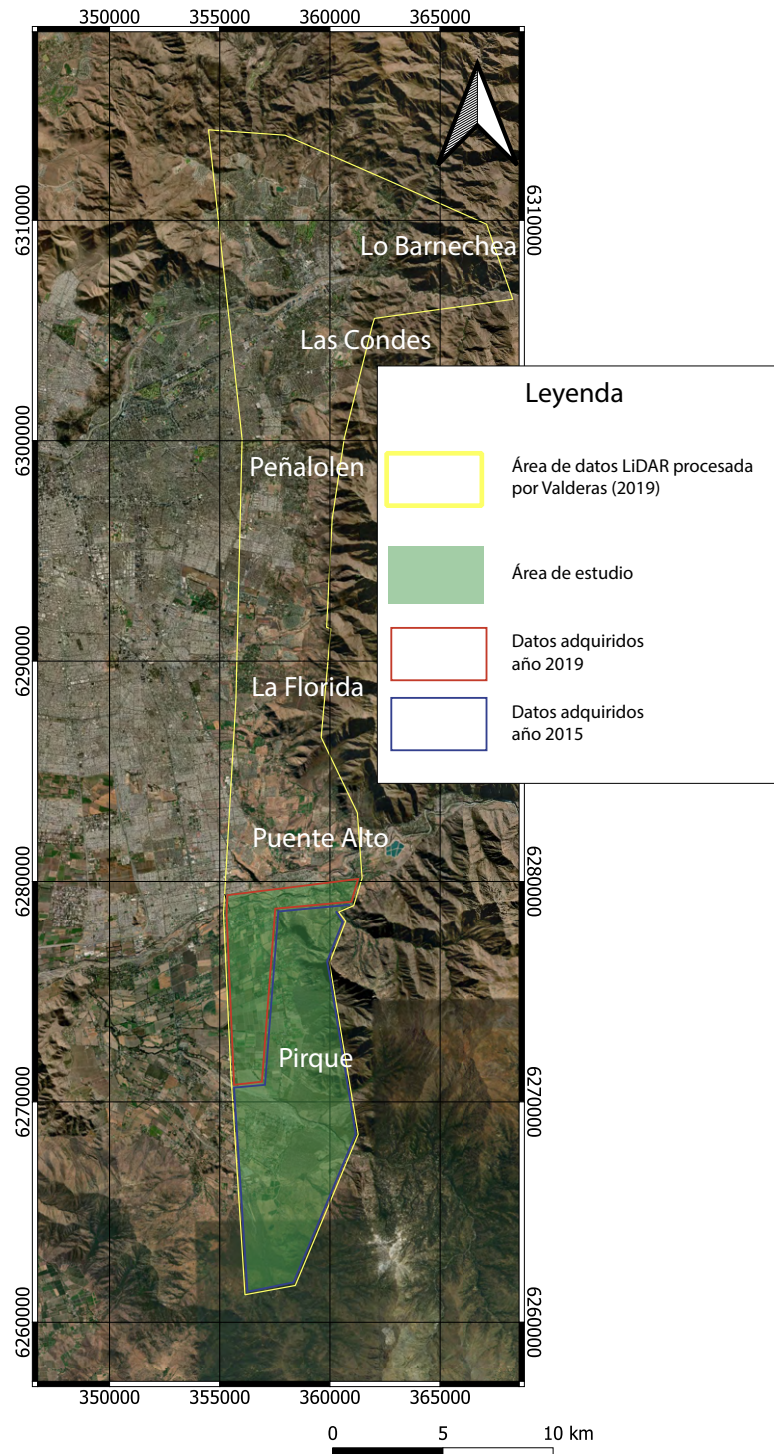


Figura 4.2: Región Metropolitana de Santiago. Polígono de borde amarillo representa el área levantada con datos LiDAR. Polígono verde representa el área de estudio. Polígono rojo representa los datos adquiridos el año 2019. Polígono Azul representa los datos adquiridos el año 2015. Modificada de Valderas (2019).

Para identificar rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica idealmente los datos tienen que ser con la menor influencia antrópica posible. Bajo esta premisa, los datos LiDAR fueron adquiridos en dos etapas. La primera es una base de datos del año 2015 que cubre gran parte de la zona de estudio. Una segunda etapa realizada los meses de noviembre y diciembre del año 2019. (Figura 4.2).

Los datos adquiridos el año 2019 fueron referenciados al sistema de coordenadas WGS84, con proyección cartográfica UTM Huso 19S y modelo de Elevación Global Geoidal EGM08. Por otro lado, para el procesamiento de los datos del año 2015, se utilizó la estación GPS permanente de referencia BN13. Ya georreferenciado, se estimaron las diferencias entre los datos del año 2015 y 2019 obteniéndose diferencias máximas de Norte=0,125 m, Este=0,20 y Elevación 0,24 m. Diferencias que son usadas para vincular los datos.

Finalmente, se vinculan los datos para obtener un MDT con una resolución de $1 \times 1 \text{ m}^2$ con densidad de 2 a 10 pulsos por m^2 en formato ASCII GRID. La precisión altimétrica absoluta es de 35 cm y altimétrica relativa es 20 cm (Figura 4.3).

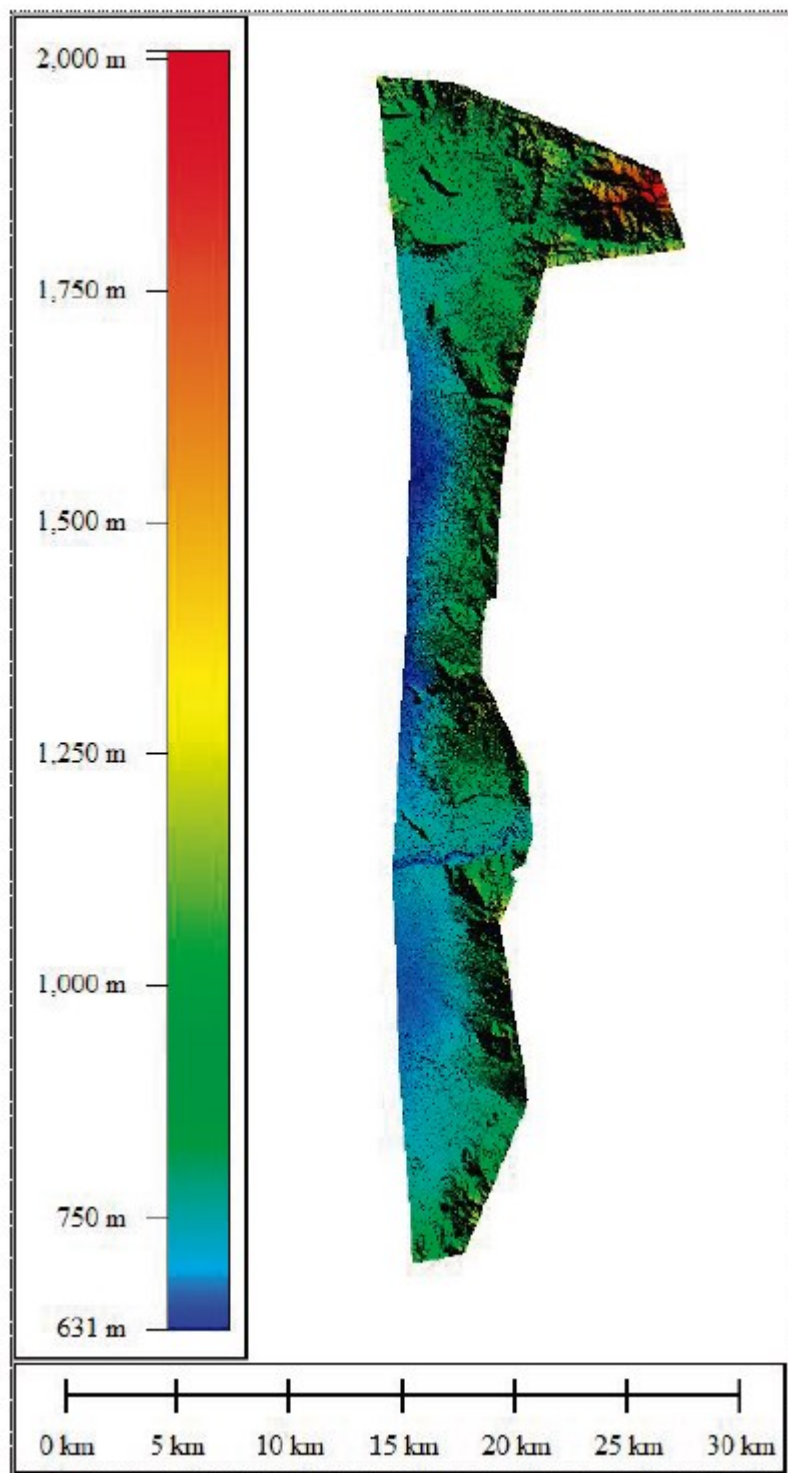


Figura 4.3: Modelo Digital de Terreno - LiDAR del frente cordillerano generado para analizar la traza de FSR. Extraída de Valderas (2019).

La resolución espacial de datos LiDAR utilizada es tal que se puede observar características que en otro tipo de datos, como los DEM Alos Palsar de 12,5 m de resolución espacial, no son posibles de identificar. Lo anterior es evidenciado al comparar las Figuras 4.8 y 4.4. En la Figura 4.8 se puede identificar rasgos del paisaje que no son observables en los DEM

ALOS PALSAR. Además, al ser un DMT muestra la topografía sin artefactos como obras de ingeniería civil y/o vegetación.

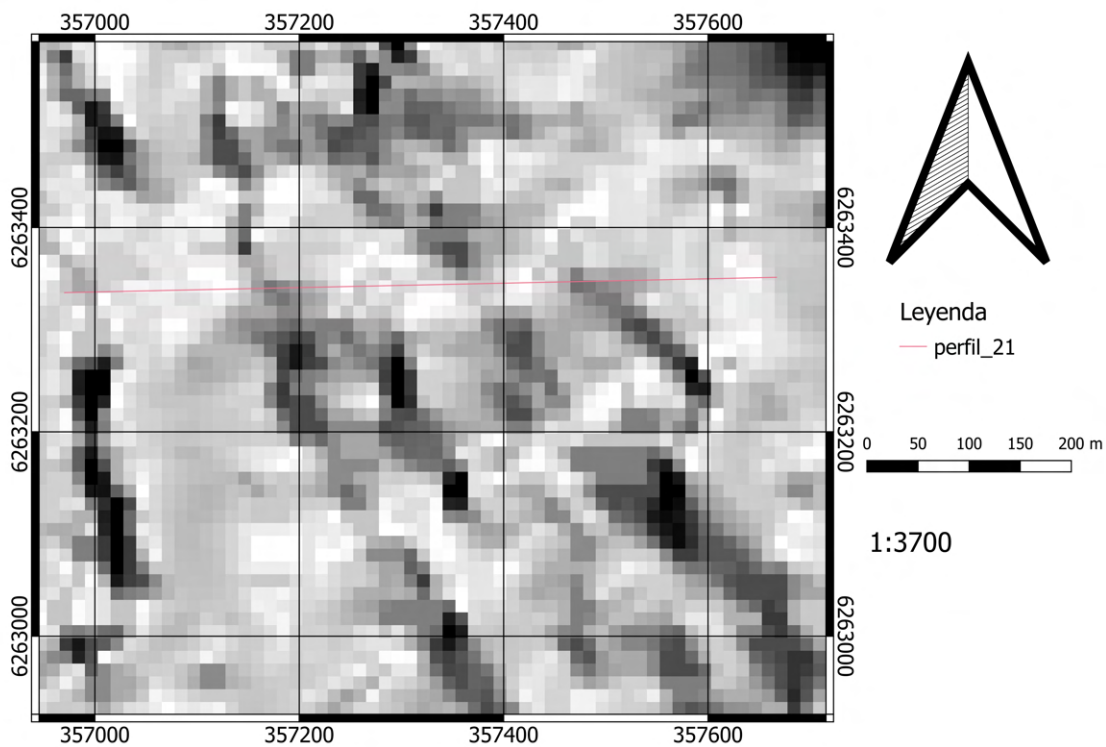


Figura 4.4: *Hillshade* del modelo Digital de elevación ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución espacial. Observar que al estar en la misma escala que la Figura 4.8, que esta construido con base al DMT de resolución 1x1 m², esta se desvirtúa.

4.1.2. Ortoimagen

El modelo de ortoimagen cuenta con resolución 0,25 x 0,25 m². Fueron adquiridas en los mismos vuelos que los datos LiDAR. Son presentadas en formato GEOTIFF (Figura 4.5).

La resolución espacial de la ortoimagen utilizada es tal que se puede observar características que en otro tipo de datos, como las imágenes satelitales de libre disposición Bing, no son posibles de identificar. Lo anterior es evidenciado al comparar las Figuras 4.6 y 4.11. En la Figura 4.6 se puede identificar rasgos del paisaje que no son observables con las imágenes Bing.

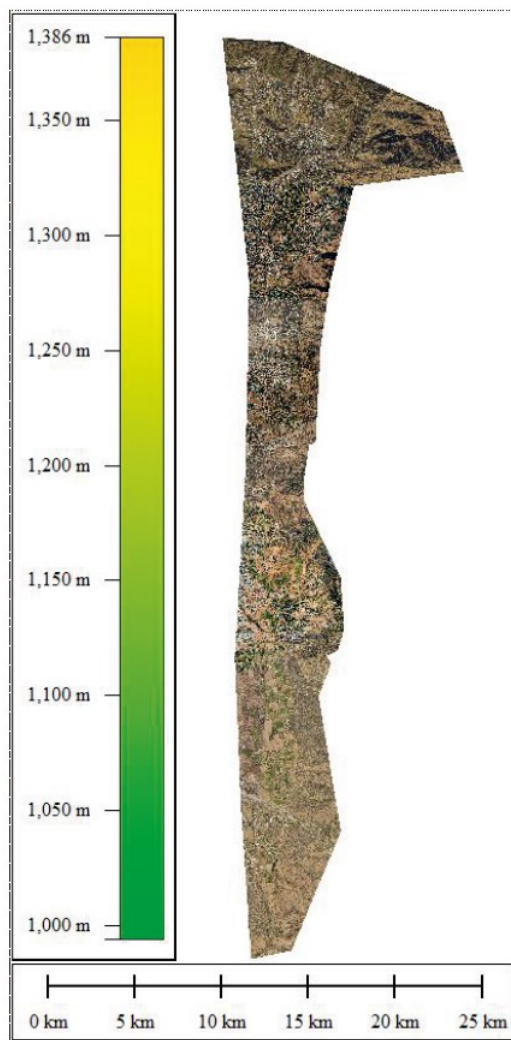


Figura 4.5: Ortoimagen del frente cordillerano generada para analizar la traza de FSR. Extraída de Valderas (2019).

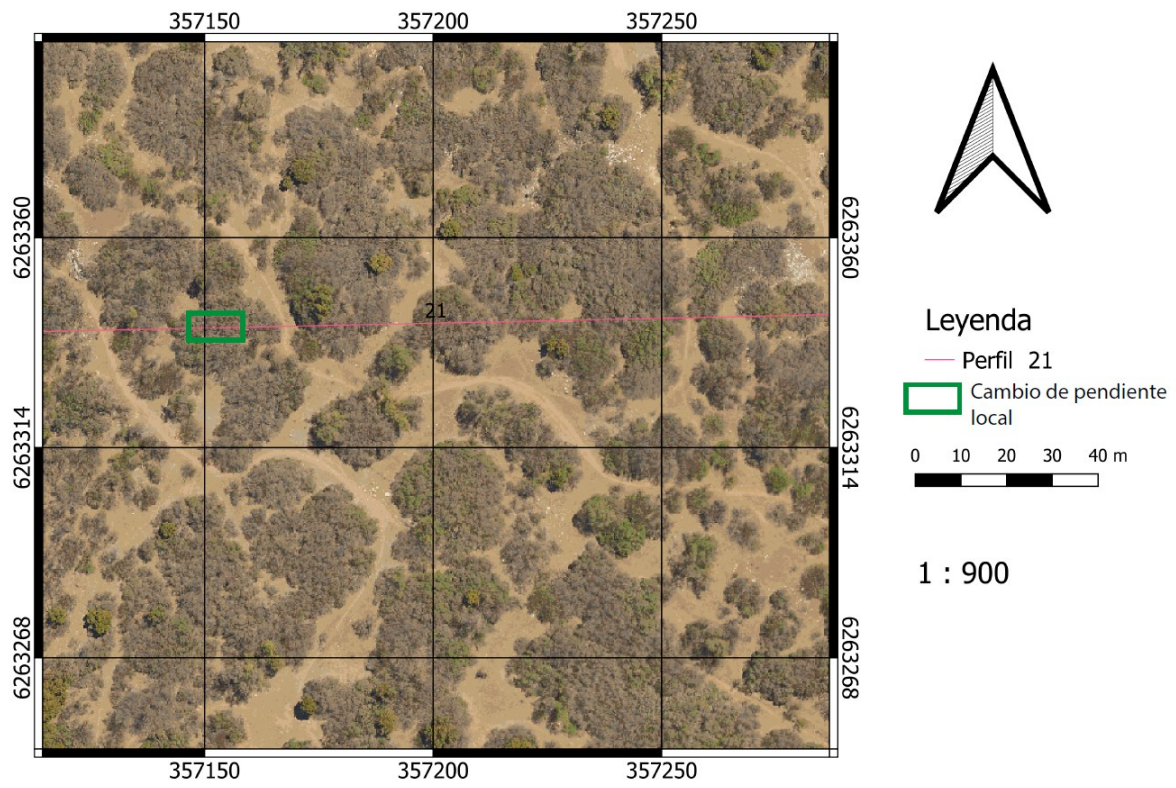


Figura 4.6: Ortoimagen a escala 1:900.

Visualización de datos, pendiente y aspecto

Visualización Dado que los datos de DMT no se pueden relacionar directamente con elementos espaciales, estos se visualizan mediante una combinación de dos imágenes llamadas *Red Relief Image Map* RRIM (Chiba *et al.*, 2008) y *Hillshade*. La combinación permite visualizar la pendiente, concavidad y convexidad al mismo tiempo sin distinción del ángulo de incidencia de la luz como en los mapas de relieve sombreado (Chiba *et al.*, 2008) (Figura 4.7).

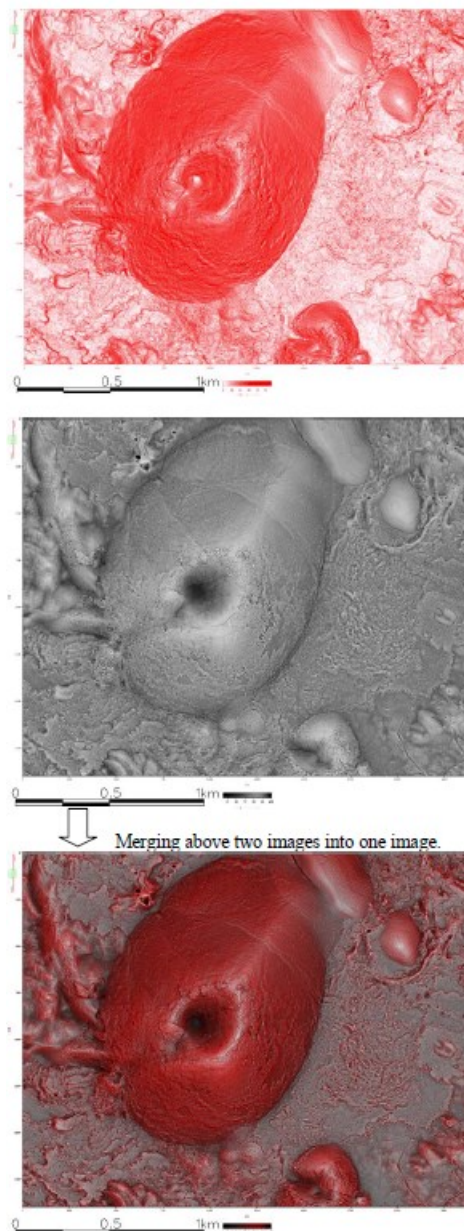


Figura 4.7: Procedimientos de producción de RRIM. Mapa de pendiente (arriba), Apertura $(O_p - O_n)/2$ (al medio) y RRIM (abajo). LIDAR de 1 m/píxel. Extraído de Chiba *et al.* (2008).

Por otro lado, los *Hillshade* es la visualización de los datos mediante sombreado de la

topografía. El sombreado resulta de la incidencia de la luz desde un ángulo en particular.

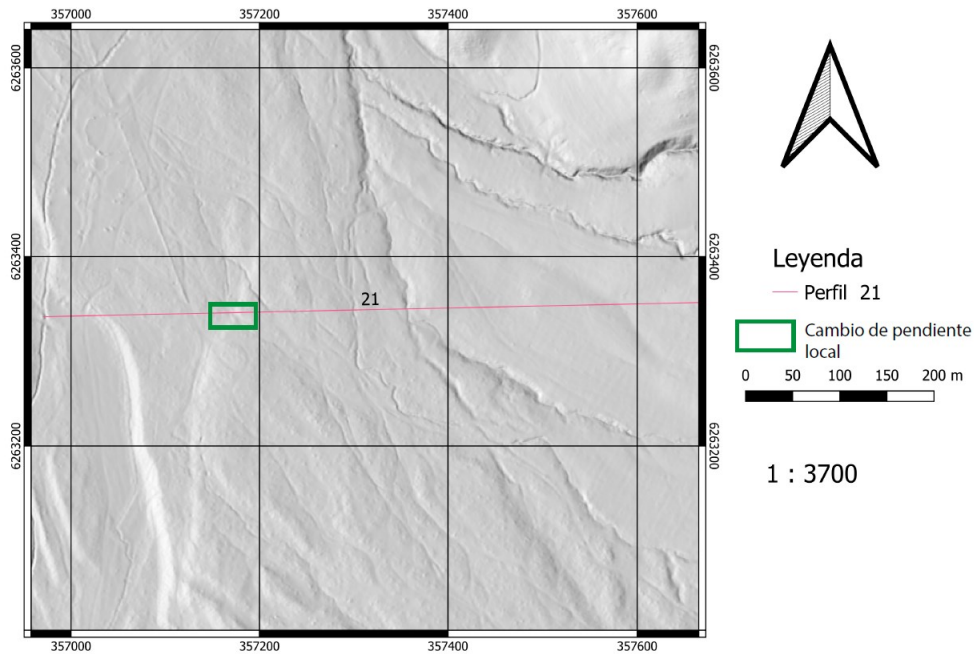


Figura 4.8: *Hillshade* producido a partir de los datos LiDAR procesados por Valderas (2019).

Red de drenaje Se genera la red de drenaje con base a DMT de 1 m de resolución espacial. Esta se genera por medio de la observación y cartografía a mano. Es usada como referencia para definir los límites laterales de los abanicos aluviales y observar patrones que puedan vincularse a actividad tectónica.

Pendiente y aspecto La superficie se puede representar como una altura en función de la posición planimétrica de un punto, es decir, $z = F(x, y)$. Las derivadas de esta función expresan la pendiente y el aspecto (Rauld, 2011). Estas derivadas son utilizadas para diferenciar unidades morfoestratificadas y para cuantificar elementos de la morfología.

La pendiente es el valor del mayor gradiente en la elevación y se calcula combinando las derivadas parciales en x y en y como lo muestra la siguiente ecuación:

$$Pendiente = \frac{\partial z}{\partial xy} \quad (4.2)$$

Debido a que la pendiente es un parámetro que no es fácil relacionar directamente con elementos espaciales del relieve, esta se visualiza mediante imágenes de relieve sombreado (Figura 4.9) entregadas por el *software* QGis 3.16.1.

El aspecto corresponde a la dirección de mayor gradiente en la elevación. Esta definido por las dos derivadas parciales, según la ecuación siguiente:

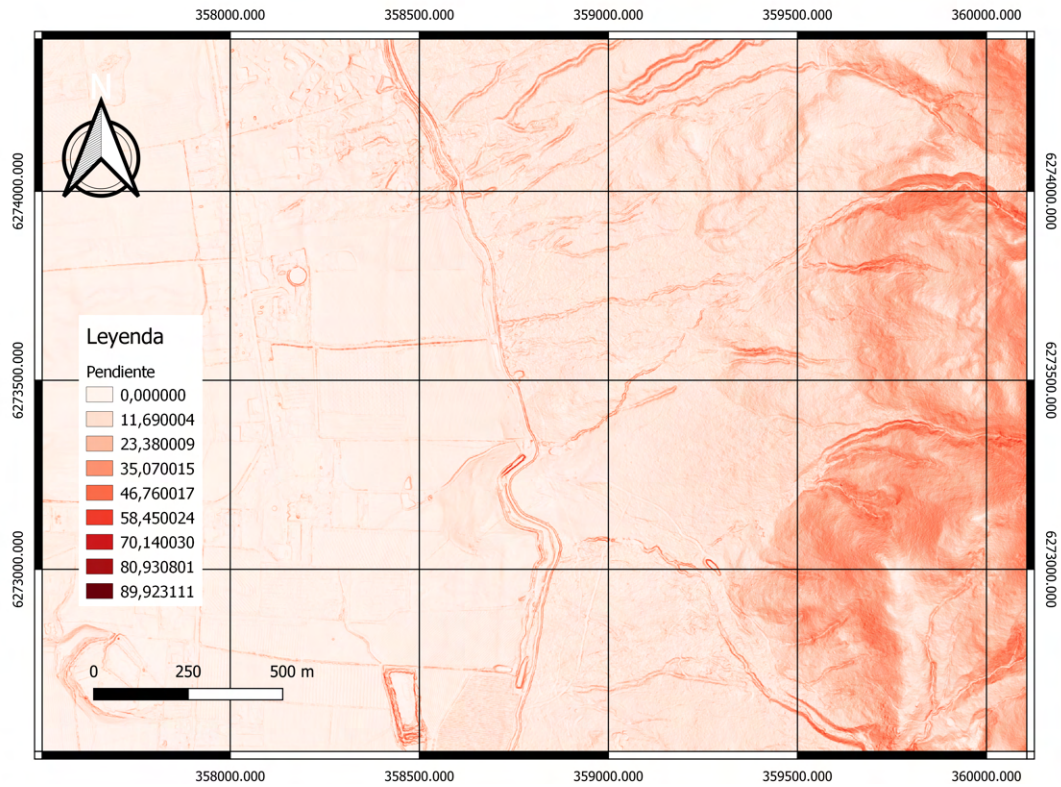


Figura 4.9: Mapa de pendiente derivado del DMT.

$$Aspecto = \arctan\left(\frac{\frac{\partial z}{\partial y}}{\frac{\partial z}{\partial x}}\right) = \arctan\left(\frac{\partial x}{\partial y}\right) \quad (4.3)$$

Debido a que el aspecto es un parámetro que no es fácil relacionar directamente con elementos espaciales del relieve, esta se visualiza mediante imágenes de relieve sombreado (Figura 4.10) entregadas por el *software* QGis 3.16.1.

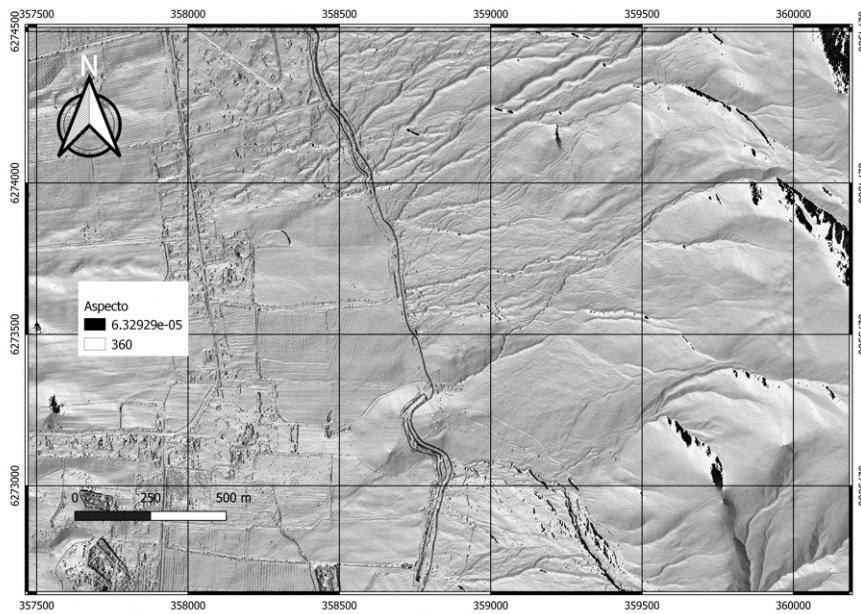


Figura 4.10: Mapa de aspecto derivado de DMT.



Figura 4.11: Imagen Satelital Bing de libre disposición. Observar que al estar en la misma escala que la ortoimagen utilizada en este trabajo (Figura 4.6) esta se observa poco nítida.

4.1.3. Observación en terreno

El trabajo de campo es en el piedemonte del frente cordillerano de la Región Metropolitana y consiste en visitar sitios claves destacados a partir del estudio remoto (lidar y ortoimágenes), en donde se identifiquen unidades geomorfológicas afectadas por actividad neotectónica y/o haya duda de las unidades cartografiadas. El terreno es para la corroboración de datos estructurales y geomorfológicos adquiridos remotamente.

4.1.4. Cartografía geológica y caracterización morfoestructural.

A partir del análisis de los DMT, ortoimágenes, bibliografía (Selles & gana (2001); Ormeño (2007) y Rauld (2011)) y observaciones realizadas en terreno se interpretó y mapeo los diferentes elementos morfológicos del frente cordillerano de Pirque. Terrazas fluviales, abanicos aluviales y unidades litológicas son cartografiadas mediante polígonos en el *software* QGIS y son presentadas en un mapa geológico-geomorfológico 1:10.000.

Para la cartografía de las terrazas fluviales de los cauces perenne se considera la morfología y disposición espacial de estas. Como terraza fluvial se considerarán las superficies de bajo ángulo de inclinación ($<3^\circ$) que estén adyacente al cauce y se encuentra limitada por una pendientes pronunciadas. La distinción entre terrazas se hace mediante una precisa medición de su elevación. La elevación es extraída de DMT de 1 m de resolución espacial. Además, en el área del río Maipo se ocupa como guía el trabajo de Ormeño (2007) en el cual cartografía las terrazas de este.

Para la cartografía de abanicos aluviales del frente de montaña se considera la morfología de estos y patrones en las redes de drenaje. Se definen tres límites para delimitar la ubicación de los abanicos individuales. El ápice del abanico, donde el canal de alimentación sale del frente de la montaña. Esta ubicación se define con la ayuda de fotografías aéreas, mapas de contorno de 1 m e imágenes RIIM. Por otro lado, las extensiones laterales son difíciles de definir porque los abanicos a menudo coalescen. Sin embargo, la coalescencia conduce a una red de drenaje de orden superior en el límite entre las superficies de los abanicos (Wasklewicz *et al.*, 2008). Este método brindan una forma consistente y estandarizada de delinear los bordes laterales del abanico. Finalmente, el pie del abanico se define como el área en donde la pendiente es igual o menor a 1° .

4.1.5. Clasificación y cuantificación de rasgos geomorfológicos

Para identificar y describir los rasgos geomorfológicos que expresan la actividad neotectónica de la FSR se realizaron 350 perfiles topográficos. Estos tienen una orientación este-oeste y están espaciados cada 50 m sobre el frente cordillerano, entre el río Maipo y la ribera sur de quebrada Honda. Los perfiles son clasificados según las características observadas en él. Las distintas categorías son:

- No se observa rasgo.
- Escarpe de Falla: salto topográfico atribuido a la actividad de la estructura.
- Escarpe de Falla con Influencia Antropogénica: salto topográfico atribuido a la actividad de la estructura y afectado por la actividad antrópica (obras civiles y/o agricultura).
- Abombamiento: plegamiento de la superficie atribuido a la actividad de la Falla San Ramón. La superficie adquiere una forma convexa.
- Cambio de pendiente de campo lejano: variación de la pendiente en la unidad morfoestratificada no necesariamente producto de actividad tectónica.

Lo anterior es con el propósito de caracterizar los escarpes de falla del frente cordillerano con base en su salto vertical y pendiente. Además, mediante los perfiles topográficos se evaluó su continuidad con el fin de definir segmentos de falla.

Para la identificación de los escarpes se utilizó el *software* QGIS 3.16.1 con el complemento *qProf*. Este complemento permite obtener perfiles topográficos y de pendiente con base al MDT generado a partir del lidar de resolución 1x1 m².

Por medio de los perfiles topográficos se extrajo las cotas de base y techo de cada escarpe de falla y escarpe de falla con influencia antropogénica reconocidos en una proyección lineal norte-sur. El procedimiento para obtener el salto consiste en trazar líneas sobre la superficie superior original y la superficie inferior original. Posteriormente se calcula la altura entre las dos semi-paralelas en la base del escarpe topográfico (Figura 4.12). Además, en los escarpes de falla se calcula el ángulo de pendiente de escarpe.

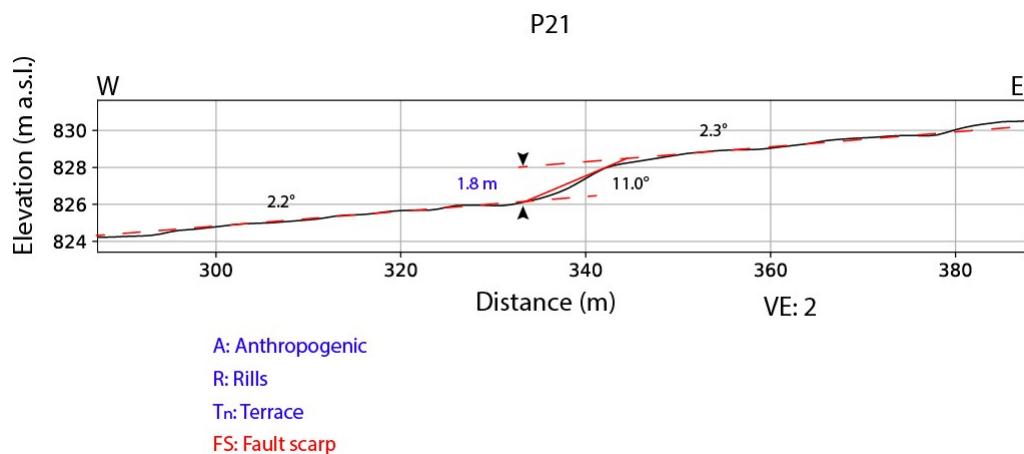


Figura 4.12: Perfil número 21 ubicado al norte de Quebrada Honda. Perfil clasificado como escarpe de falla. Observar procedimiento para calcular el *offset* y ángulo de pendiente de escarpe.

Interpretación de la traza de Falla San Ramón.

La interpretación de la traza de FSR se hace con base a los perfiles topográficos y su clasificación. La ubicación de esta es interpretada lo más próxima a la característica observada según el siguiente orden jerárquico: escarpe de falla, escarpe de falla con influencia antropogénica, abombamiento y cambio de pendiente de campo lejano. La traza de falla es interpretada como observada cuando la característica reconocida en el perfil es escarpe de falla y escarpe de falla con influencia antropogénica. Por otro lado, la traza es interpretada cuando la característica observada es abombamiento o cambio de pendiente de campo lejano. Por último, en los perfiles donde no se observa rasgo la traza es interpretada apelando a la continuidad lateral de esta.

4.2. Determinación del peligro sísmico por ruptura en superficie de la Falla San Ramón

Para la determinación del peligro sísmico asociado a la potencial ruptura en superficie durante un terremoto mayor en la Falla San Ramón, se considerarán los antecedentes recopilados en este trabajo junto a los antecedentes previos (Armijo *et al.*, 2010; Rauld, 2011; Vargas *et al.*, 2014; Ammirati *et al.*, 2019; Easton *et al.*, 2018) y la fórmula de Hanks & Kanamori (1979) para estimar la magnitud de momento.

La fórmula de Hanks & Kanamori (1979) para obtener la magnitud de momento en la siguiente:

$$M_w = \frac{2}{3} * \log M_0 - 6,07 \quad (4.4)$$

Donde M_0 es el momento sísmico y se calcula como:

$$M_0 = \mu * S * D \quad (4.5)$$

Donde μ es el módulo de rigidez del medio, S es la superficie desplazada y D es el desplazamiento promedio.

Capítulo 5

Unidades presentes en el piedemonte de Pirque

5.1. Morfología del piedemonte del frente cordillerano

El frente cordillerano de Pirque se encuentra entre el Río Maipo y quebrada Honda, dando forma al Cordón del Punta de Nariz con una expresión topográfica que alcanza los 2507 m s.n.m. en el cerro Punta de Nariz, 2458 m en el cerro Purgatorio, 2436 m en el cerro Papagayo y 2248 m en el cerro Blanco. Esto implica un desnivel topográfico de más de 1900 m respecto del valle. El valle está ubicado a unos 550 m s.n.m. en promedio, pero supera los 800 m s.n.m. en el piedemonte al este de Pirque.

En el frente cordillerano se desarrollan una serie de quebradas de dirección general este-oeste. Estas aportan material a la cuenca producto de la erosión del cordón Punta de Nariz en forma de abanicos aluviales que conforman su piedemonte. Las quebradas más importantes presentes en el frente montañoso son quebrada Paso del Parrón, del Pelván, quebrada de Río Clarillo y quebrada Honda (Figura 5.1), las cuales tienen escorrentía superficial permanente y esporádica. Los sistemas de abanicos aluviales que son generados a partir de estas quebradas se encuentran bien desarrollados y con una morfología definida.

Los depósitos del frente cordillerano se encuentran afectados por una serie de características producto de la actividad cuaternaria de la Falla San Ramón. Estos presentan distintos desplazamientos que son descritos en el siguiente capítulo.

5.2. Unidades presentes en el piedemonte del frente cordillerano

El frente cordillerano está compuesto por abanicos aluviales provenientes de las quebradas del cordón Punta de Nariz (Figura 5.1). Entre el río Maipo y quebrada Honda los depósitos consisten en una alternancia de depósitos de remoción en masa, depósitos fluviales y mantos de crecida (Selles & Gana, 2001).

En el presente trabajo se definieron las unidades de roca y los distintos depósitos morfoestratificados. Las edades de las unidades de roca fueron asignadas por medio de bibliografía. Por otro lado, los depósitos son asignados a 3 edades relativas. Edades que son asignadas por medio de bibliografía, interpretaciones texturales y disposiciones espaciales relativas entre estos.

5.2.1. Depósitos fluviales Qf (Pleistoceno Superior - Holoceno)

Sedimentos no consolidados genéticamente relacionados a cursos fluviales activos (ríos Maipo, Clarillo y quebrada Honda) (Figura 5.1). Predominan gravas y gravas arenosas clastoporportadas. Los clastos son fragmentos de rocas volcánicas e intrusivas redondeadas a bien redondeadas. Además, presenta lentes arenosos con estratificación plana horizontal y cruzada (Selles y Gana, 2001).

5.2.2. Depósitos Coluviales Qc (Pleistoceno Superior - Holoceno)

Sedimentos pobremente consolidados o no consolidados, polimícticos y mal seleccionados. Estos se encuentran ubicados en las faldas de los cerros y en los costados de quebradas, principalmente en el sector norte del área de estudio (Figura 5.1). Están formados principalmente por clastos y bloques centimétricos a métricos de las litologías locales, movilizados gravitacionalmente. Constituyen mantos adosados a las laderas (escombros de falda), con pendientes de 4 a más de 10° (Selles y Gana, 2001).

5.2.3. Depósitos fluviales antiguos aterrizados Qfa(1), Qfa(2) (Pleistoceno Superior - Holoceno)

Sedimentos pobremente consolidados genéticamente relacionados a cursos fluviales abandonados. Predominan gravas y gravas arenosas de clastos redondeados (Figura 5.2). Los clastos son fragmentos de roca volcánica e intrusiva. Se distinguen dos niveles principales: (1) Depósitos fluviales aterrizados, con alturas entre 3 y 20 m sobre el curso fluvial actual, con cobertura de suelo bien desarrollada y vegetación silvestre o cultivos. Destacan los niveles aterrizados adosados al curso superior del río Maipo. (2) Depósitos ubicados en cauces abandonados o esporádicamente inundados en épocas de crecida con desarrollo vegetal incipiente (Selles y Gana, 2001).

Al norte de quebrada Honda, en unos depósitos aterrizados, se realizó una trinchera perpendicular a un escarpe existente (Figura 5.1). El rumbo del escarpe difiere en 40° respecto al rumbo de la red de drenaje principal. En ella se logra identificar bloques sub-angulosos a redondeados en una matriz de arena. En la matriz y en algunos bloques se logran identificar una fábrica con orientación en contra de la pendiente del flujo. Esta orientación se interpreta por un basculamiento producto a la actividad de la FSR.

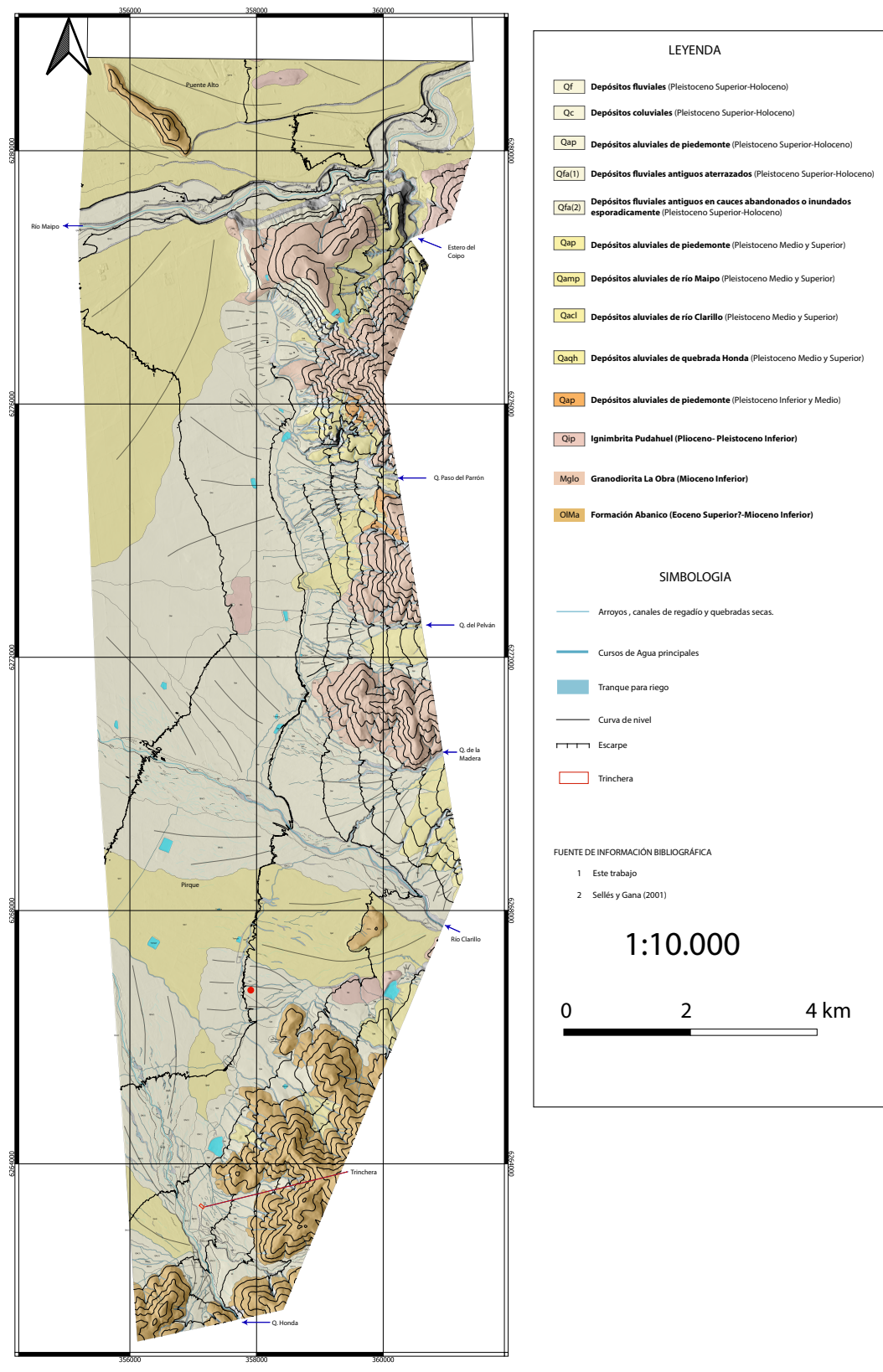


Figura 5.1: Mapa del área de estudio mostrando las unidades de roca y unidades morfo-estratificadas cartografiadas por medio de los datos lidar y ortoimagen. Punto rojo indica ubicación Figura 5.3. Edades relativas de las unidades morfoestratificadas basadas en Selles & Gana (2001) e interpretaciones texturales y disposiciones relativas entre estas.



Figura 5.2: a)Trinchera hecha en los depósitos aterrazados de quebrada Honda. b)Interpretación de la trinchera. Se interpreta una fabrica con orientación contrapendiente. Ubicación en Figura 5.1.

5.2.4. Depósitos aluviales de piedemonte Qap (Pleistoceno Superior y Holoceno)

Estos depósitos se encuentran distribuidos en todo el frente cordillerano entre el río Maipo y quebrada Honda en las partes más distales de los abanicos aluviales. Están constituidos por una alternancia de depósitos de remoción en masa, depósitos fluviales (Figura 5.3) y mantos de crecida que constituyen los abanicos más recientes y activos (Selles y Gana, 2001) (Figura 5.1). Grandes abanicos aluviales coalescen formando una morfología de bajada progradando sobre los depósitos aluviales del Peistoceno Medio-Superior y de la Ignimbrita Pudahuel (Selles y Gana, 2001). Además, en ellos se puede observar incisiones producidas por las redes de drenaje, teniendo mayor densidad en la cabecera y en el cuerpo de lo abanicos.



Figura 5.3: Depósitos aluviales (Qap) ubicados al sur de río Clarillo. Ubicación en Figura 5.1.

5.2.5. Depósitos aluviales de piedemonte Qap (Pleistoceno Medio-Superior)

Estos depósitos están presentes en todo el frente cordillerano de Pirque y están incididos por quebradas que aportan material aguas abajo a los abanicos más recientes. Están constituidos por una alternancia de depósitos de remoción en masa, depósitos fluviales y mantos de crecida (Selles y Gana, 2001).

5.2.6. Depósitos aluviales Qamp, Qacl y Qaqh (Pleistoceno Medio-Superior)

Sedimentos estratificados y moderadamente consolidados que constituyen abanicos aluviales coalescentes de 2-10 km de radio que rellenan la mayor parte de la Depresión Intermedia.

Hacia las cabeceras, estos depósitos están cubiertos por depósitos coluviales (Qc) y aluviales de piedemonte (Qap). En las zonas proximales a la salida de las quebradas, predominan asociaciones de barras fluviales compuestas por una alternancia de gravas clastosoportadas y gravas arenosas (Selles y Gana, 2001). Se diferencian tres sistemas aluviales correspondientes a los cursos fluviales predominantes: Qamp: depósitos aluviales del río Maipo presentes en la parte norte del área de estudio. Qacl: depósitos aluviales del río Clarillo. Qaqh: depósitos aluviales de quebrada Honda.

5.2.7. Depósitos aluviales de piedemonte Qap del Pleistoceno Inferior-Medio

Estos depósitos están presentes puntualmente al inicio de las quebradas aledañas a la quebrada Paso de Parrón a alturas que bordean los 1000 m s.n.m. Están incididos por quebradas que aportan material aguas abajo a los abanicos más recientes.

Capítulo 6

Rasgos geomorfológicos atribuibles a la actividad reciente de la Falla San Ramón

En este capítulo se describen características del paisaje que son atribuidas a la actividad de la FSR. Además, se muestran un resumen de las características observadas en los 350 perfiles topográficos hechos en el frente de montaña. Para ver los perfiles en detalle ir a Anexos.

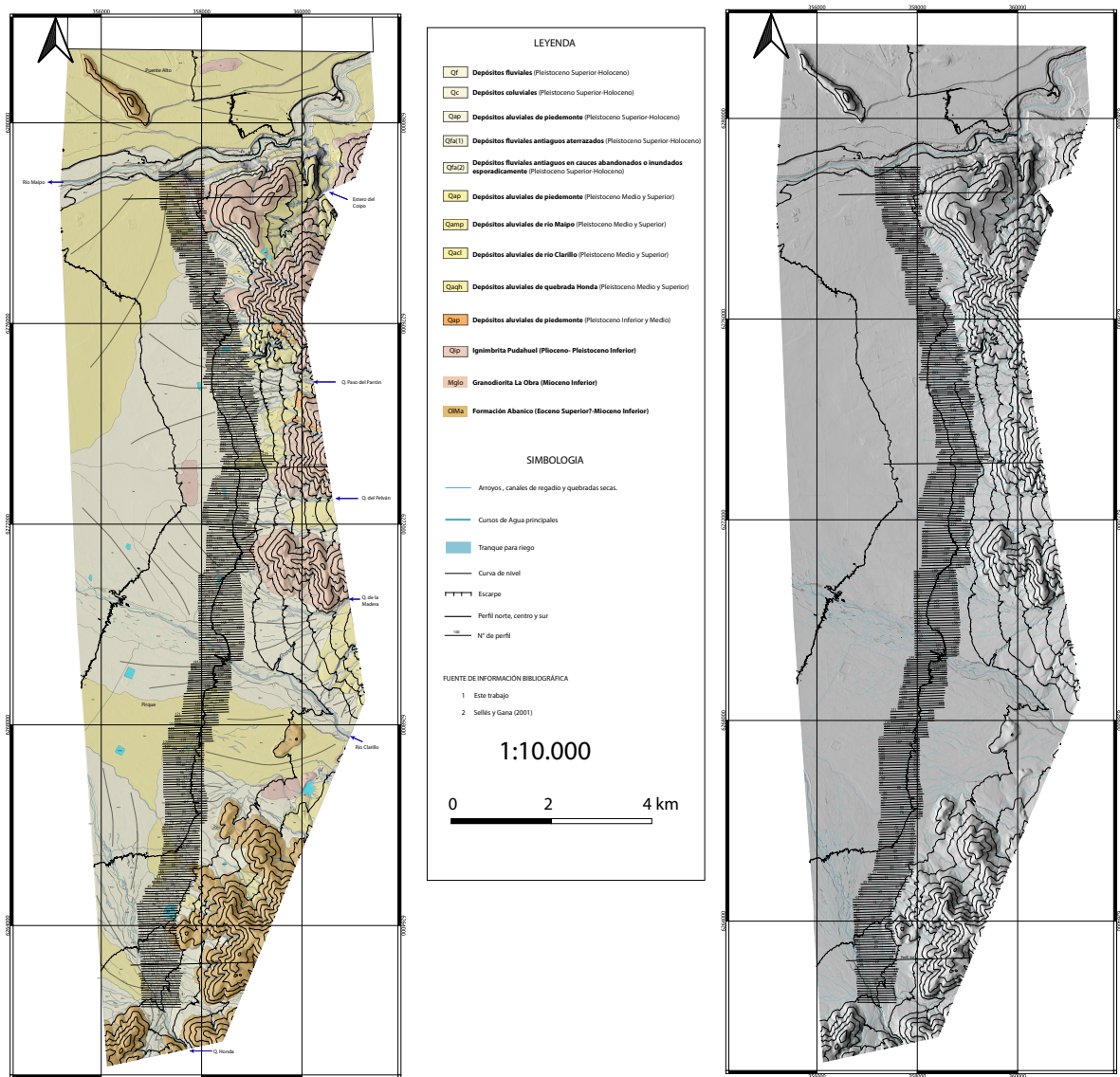


Figura 6.1: Mapa de área de estudio mostrando los 350 perfiles topográficos construidos y las 3 secciones transversales sobre las unidades presentes en el área de estudio (a) y el hillshade del lidar (b).

6.1. Análisis morfológico general

Los perfiles topográficos norte, centro y sur (Figura 6.2) muestran la existencia de escarpes topográficos discontinuos con pendientes entre los $7,1^\circ$ y los $34,2^\circ$ tanto sobre depósitos cuaternarios y roca, entre áreas relativamente planas (Figura 6.2). Estos escalones topográficos son semiparalelos entre sí, y en conjunto tienen una orientación NS, casi perpendicular a la dirección de flujo EW del patrón de drenaje, por lo que se descarta una naturaleza erosiva del patrón de drenaje. La orientación, continuidad, linealidad y naturaleza no erosiva de estos escalones topográficos, permiten proponer que estas morfologías tienen un carácter tectónico, y por tanto escarpes de falla asociados a la FSR.

6.2. Características geomorfológicas observadas en los perfiles topográficos

Por medio de los perfiles topográficos se observaron 265 características, 191 de ellas atribuibles a la actividad reciente de la FSR. Estas presentan en general una linealidad con rumbo norte-sur y se extienden por todo el piedemonte de Pirque. Las características se observaron en 236 perfiles distribuidos a lo largo del frente montañoso (Figura 6.1), algunos de ellos presentando hasta 2 rasgos atribuibles a la actividad de la estructura. Por otro lado, los perfiles donde no se pudo identificar geformas atribuibles a la actividad de la FSR son 114. A continuación se muestran las características observadas en los diferentes perfiles topográficos.

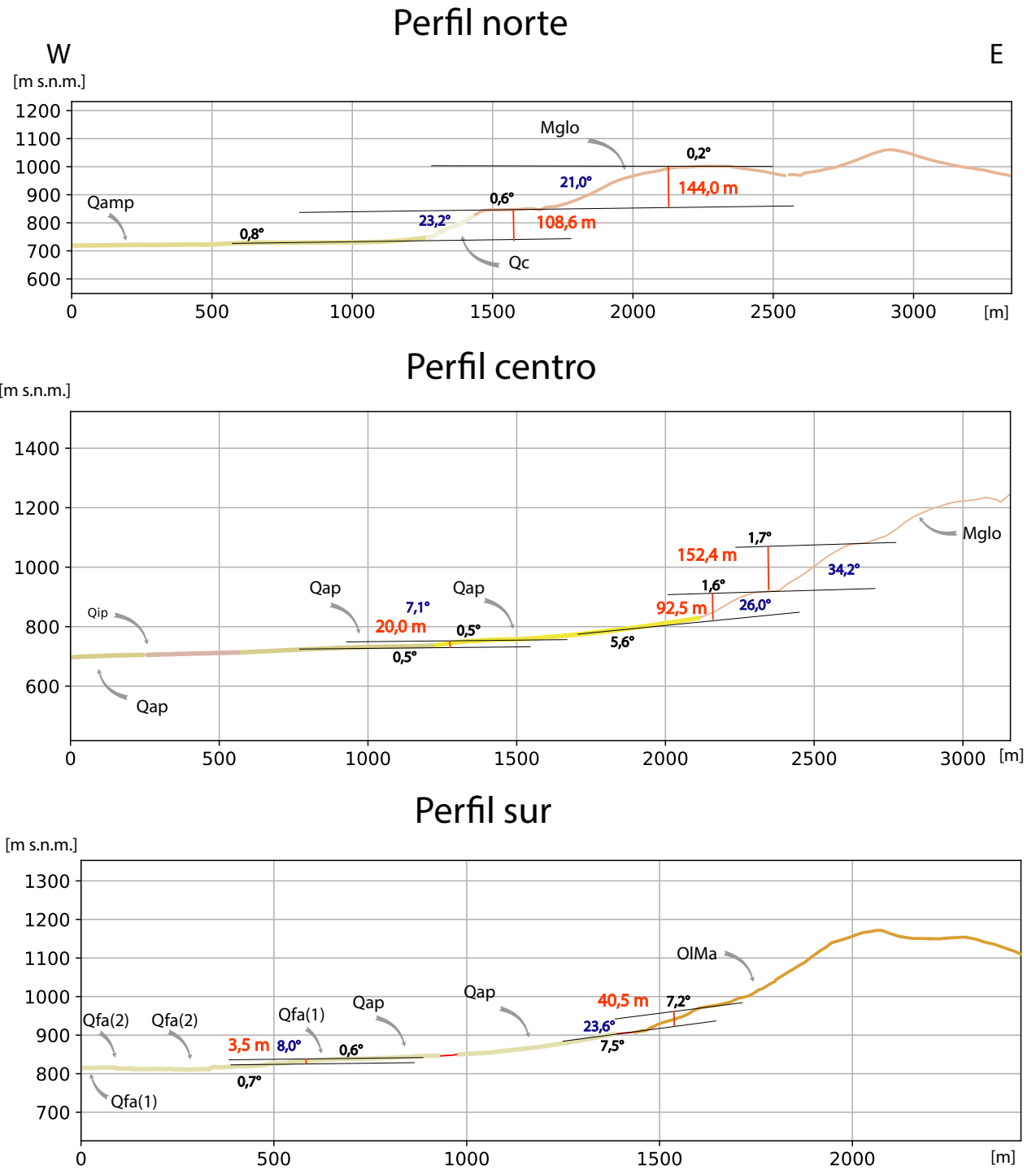


Figura 6.2: Secciones transversales norte, centro y sur. Ubicación de secciones en Figura 6.1.

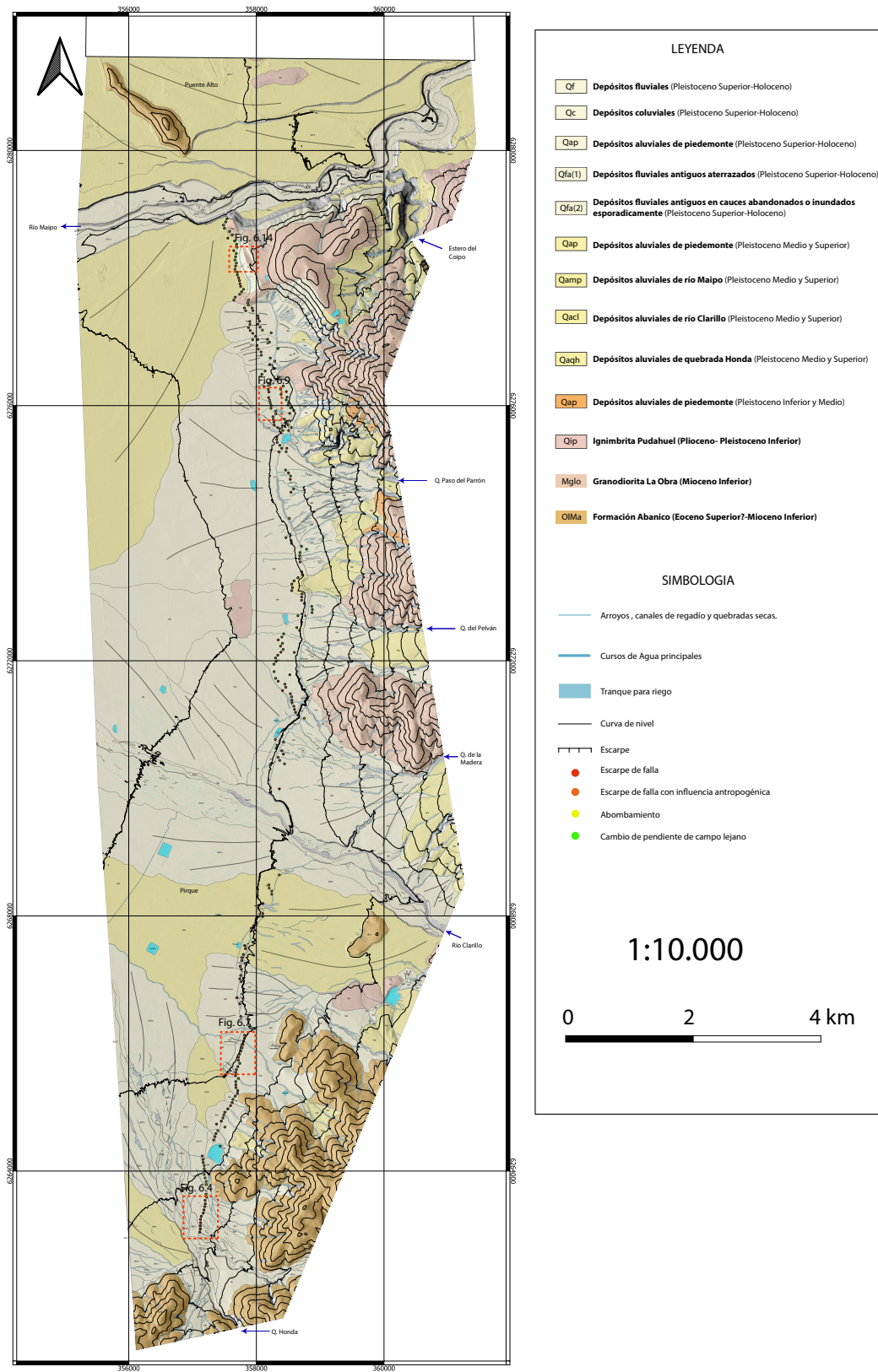


Figura 6.3: Mapa mostrando las unidades presentes en el área de estudio y los rasgos observados en 350 perfiles topográficos realizados.

6.2.1. No se observa rasgo en perfil topográfico

En 114 perfiles topográficos no se observaron rasgos geomorfológicos atribuidos a la FSR (Figura 6.3). En su mayoría los perfiles donde no se observan características están sobre quebradas con rasgos aluviales activos y/o a unidades de abanicos de edad Pleistocena Superior a Holoceno. No hay características atribuibles en los ríos Maipo y Clarillo, así también en las quebradas de Paso del Parrón, de la Madera y sur de Quebrada Honda. Probablemente al ser lugares de constante erosión y deposición de sedimentos los rasgos geomorfológicos atribuidos a actividad tectónica han sido obliterados (Figura 6.3).

6.2.2. Escarpe de Falla

Un total de 16 perfiles topográficos mostraron características clasificadas como escarpe de falla. La mayoría están ubicados en unos depósitos fluviales del quebrada Honda de edad Pleitoceno Superior y Holoceno debido a que al sur de área de estudio no hay urbanización ni agricultura (Figura 6.4). Estos presentan un salto máximo de 6 m y mínimo de 0.5 m. Los ángulos de escarpe se encuentran entre los $17,3^\circ$ y $6,3^\circ$ (Figuras 6.5, 6.6 y 6.7).

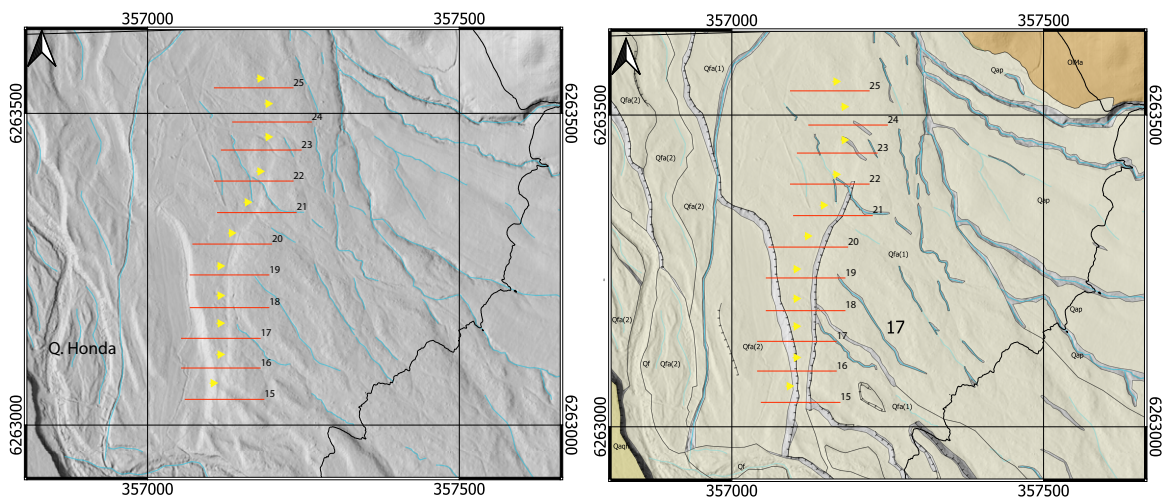


Figura 6.4: Izquierda: Hillshade del lidar mostrando un escarpe de falla. Derecha: Mapa mostrando depósitos fluviales aterrazados del Pleistoceno Superior-Holoceno afectados por el escarpe. Flechas amarillas indican escarpe. Líneas rojas son los perfiles topográficos con su respectivos números. Perfiles mostrados en las Figuras 6.5, 6.6 y 6.7. Escala 1:4000.

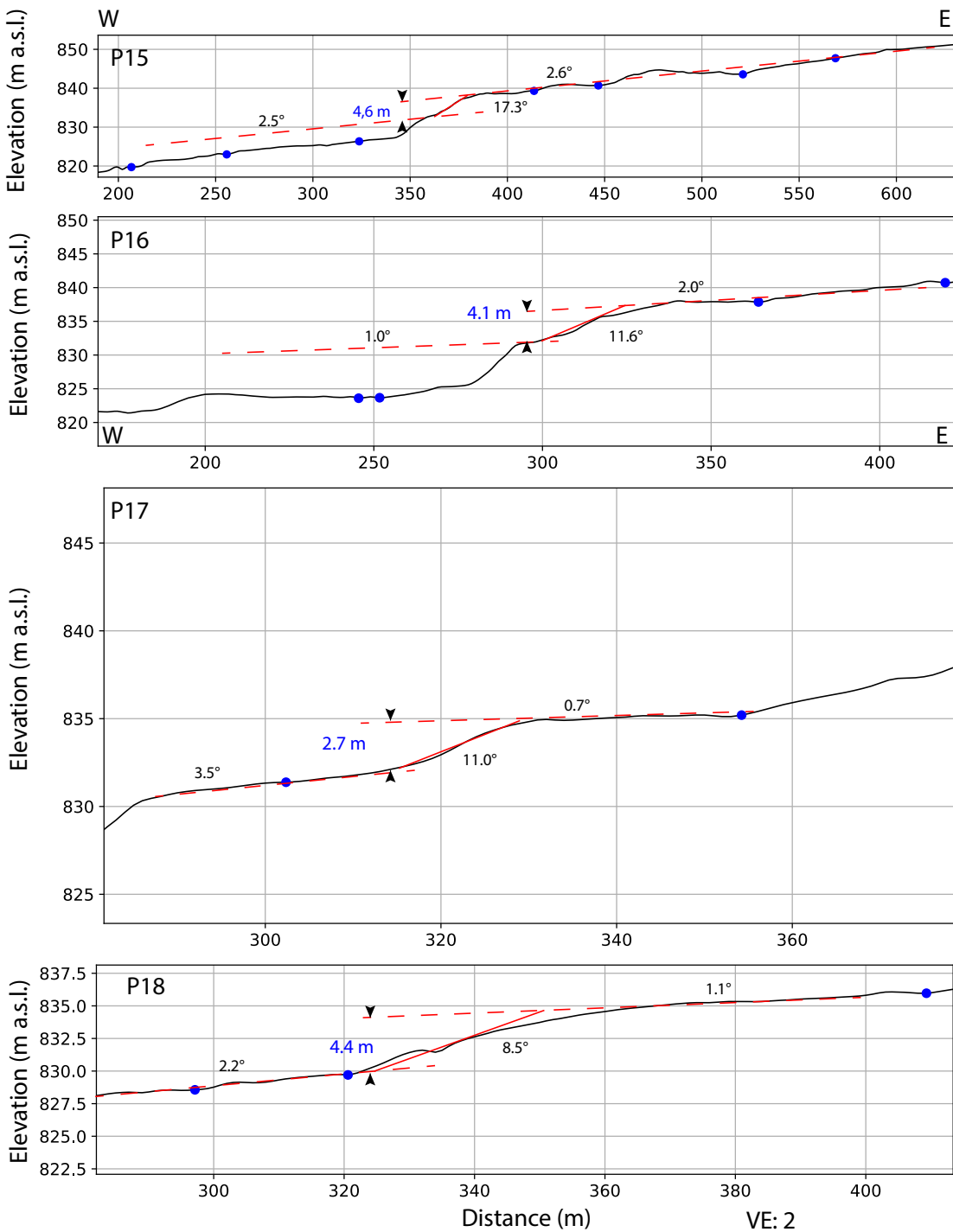


Figura 6.5: Escarpes de falla del frente cordillerano. Se presentan 4 perfiles topográficos (P15, P16, P17, P18) que muestran características morfométricas de los escarpes. Ubicación en Figura 6.4.

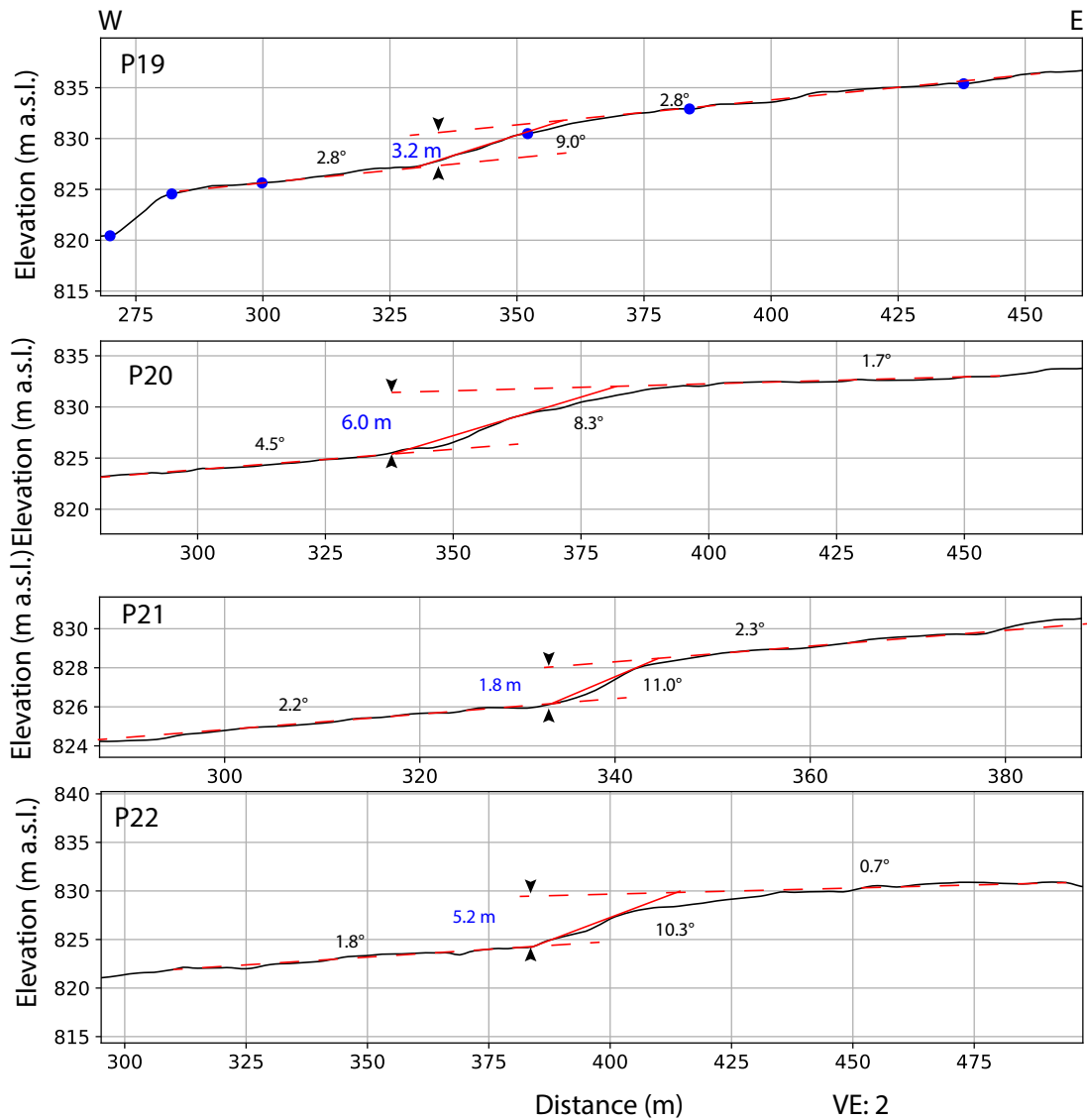


Figura 6.6: Escarpes de falla del frente cordillerano. Se presentan 4 perfiles topográficos (P19, P20, P21, P22) que muestran características morfométricas de los escarpes. Ubicación en Figura 6.4.

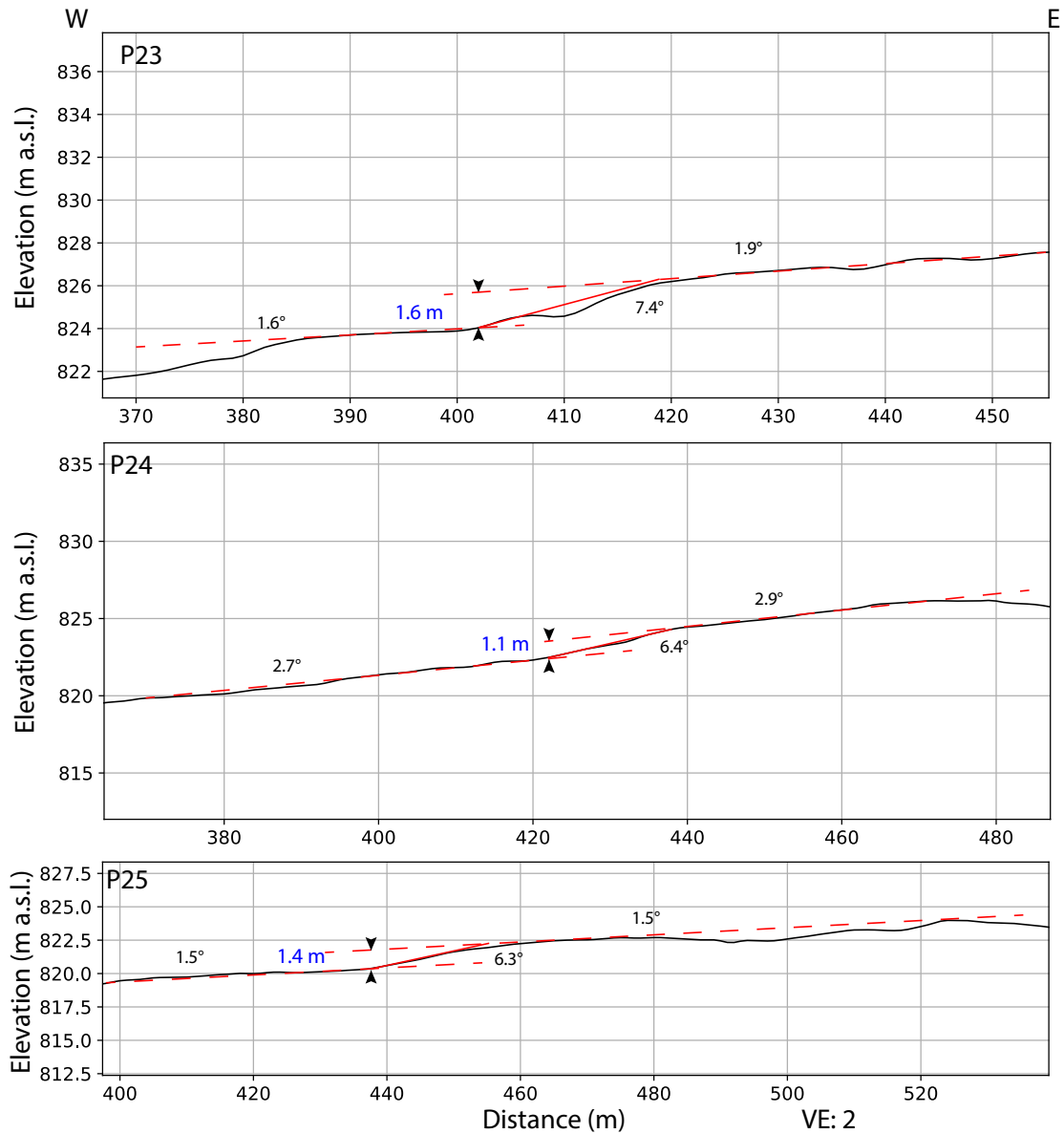


Figura 6.7: Escarpes de falla del frente cordillerano. Se presentan 4 perfiles topográficos (P23, P24, P25) que muestran características morfométricas de los escarpes. Ubicación en Figura 6.4.

6.2.3. Escarpe de Falla con Influencia Antropogénica

Un total de 120 perfiles topográficos mostraron características geomorfológicas clasificadas como escarpe de falla con influencia antropogénica (Figura 6.3). Estos se encuentran distribuidos en toda al área de estudio debido a la urbanización y/o agricultura que está presente en el piedemonte de Pirque. Estos presentan un salto máximo de 14,2 m y mínimo de 0.3 m (Figura 6.9).

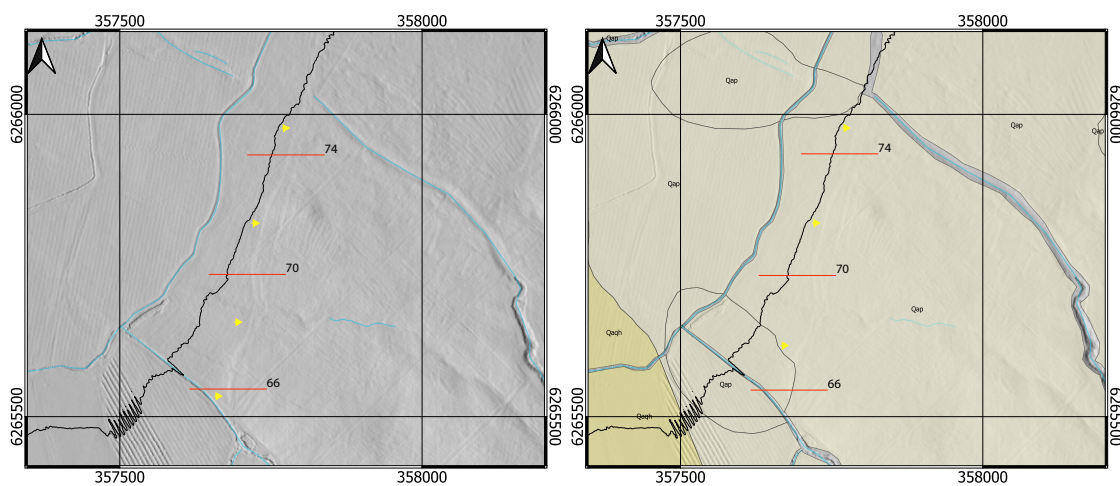


Figura 6.8: Izquierda: Hillshade del lidar mostrando un escarpe de falla con influencia antropogénica. Derecha: Mapa mostrando depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno afectados por el escarpe. Flechas amarillas indican escarpe. Líneas rojas son los perfiles topográficos con sus respectivos números. Perfiles mostrados en las Figura 6.9. Escala 1:4000. Ubicación en Figura 6.3

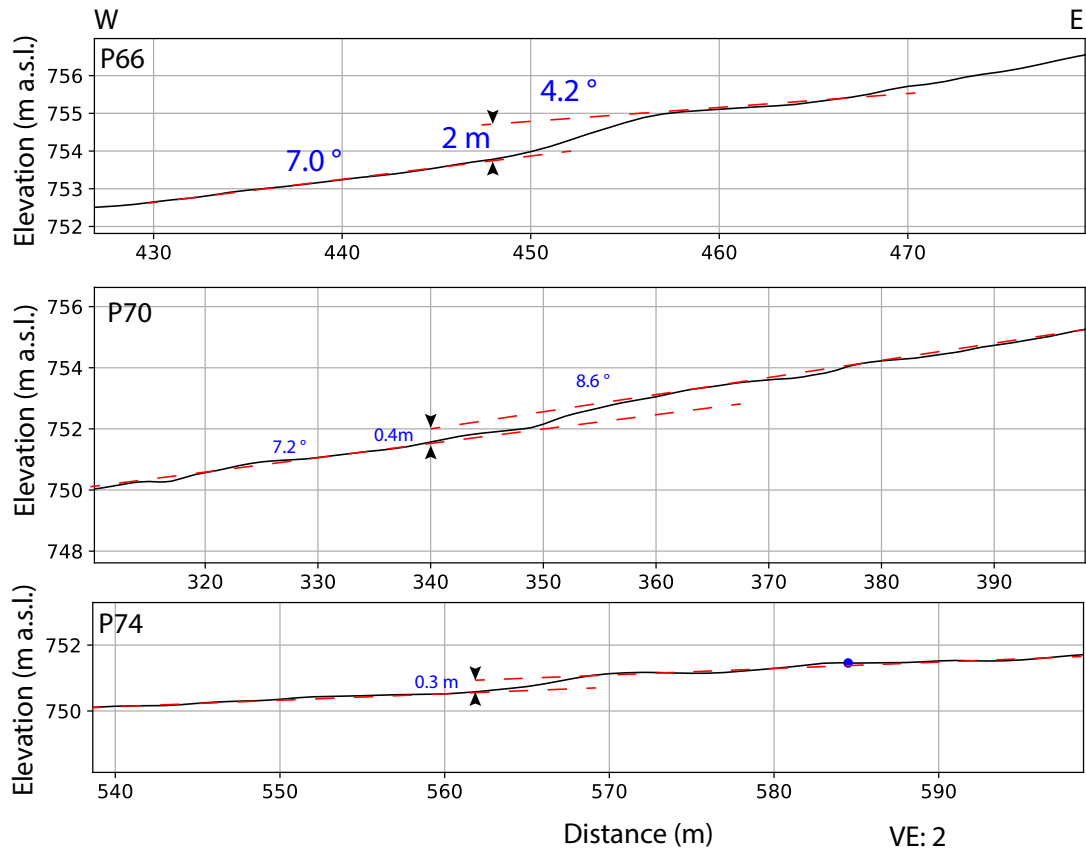


Figura 6.9: Escarpes de falla con influencia atropégica del piedemonte de Pirque. Se presentan 3 perfiles (P66, P70, P74) que muestran características morfométricas de los escarpes de falla con influencia antropogénica.

6.2.4. Abombamiento

Un total de 47 perfiles topográficos mostraron características geomorfológicas clasificadas como Abombamiento. Estos se encuentran distribuidos en toda al área de estudio (Figuras 6.3 y 6.10) pero con mayor densidad al norte de la quebrada Paso el Parrón y al norte de quebrada Honda.

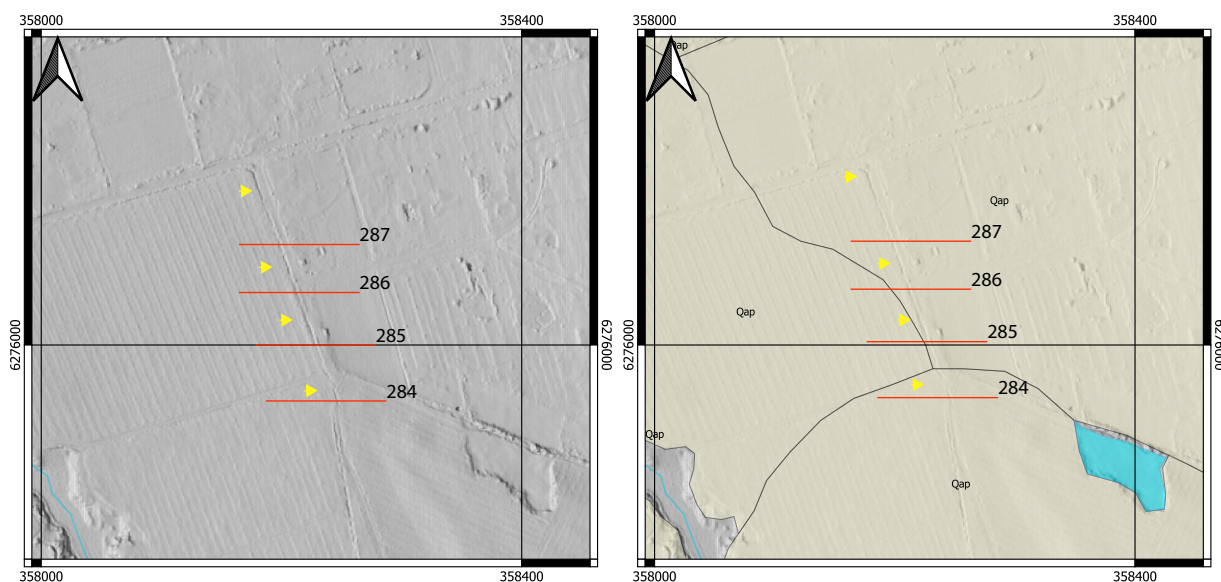


Figura 6.10: Izquierda: Hillshade del lidar mostrando ubicación de abombamiento. Derecha: Mapa mostrando depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno afectados por el el abombamiento de la superficie. Flechas amarillas indican ubicación de la posible traza de falla. Líneas rojas son los perfiles topográficos con sus respectivos números. Perfiles mostrados en las Figuras 6.11, 6.12, 6.13 y 6.14. Escala 1:4000. Ubicación en Figura 6.3.

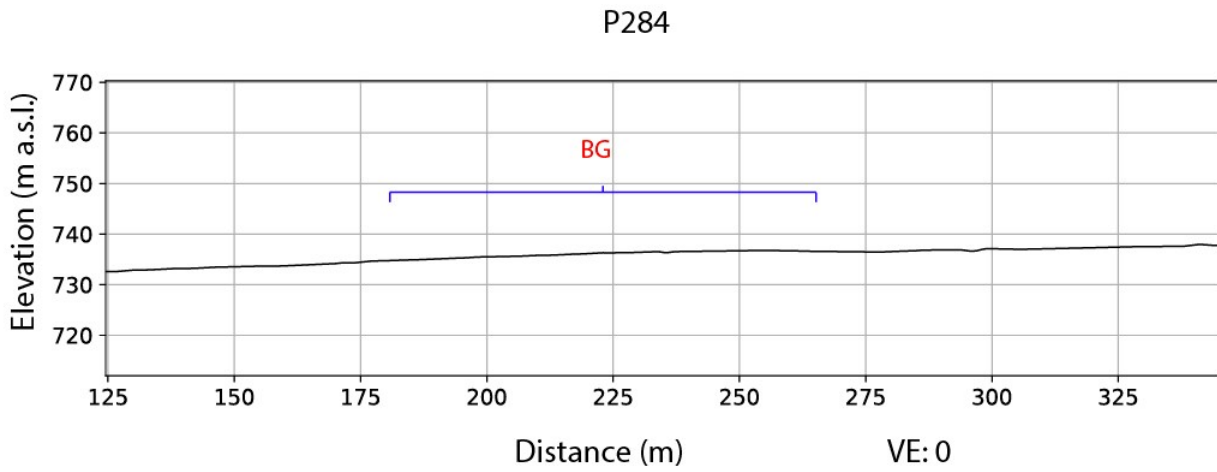


Figura 6.11: Perfil P284 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10.

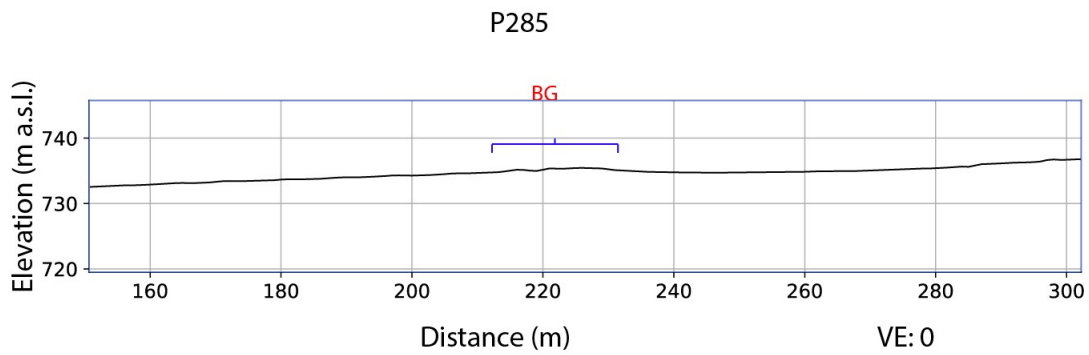


Figura 6.12: Perfil P285 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10.

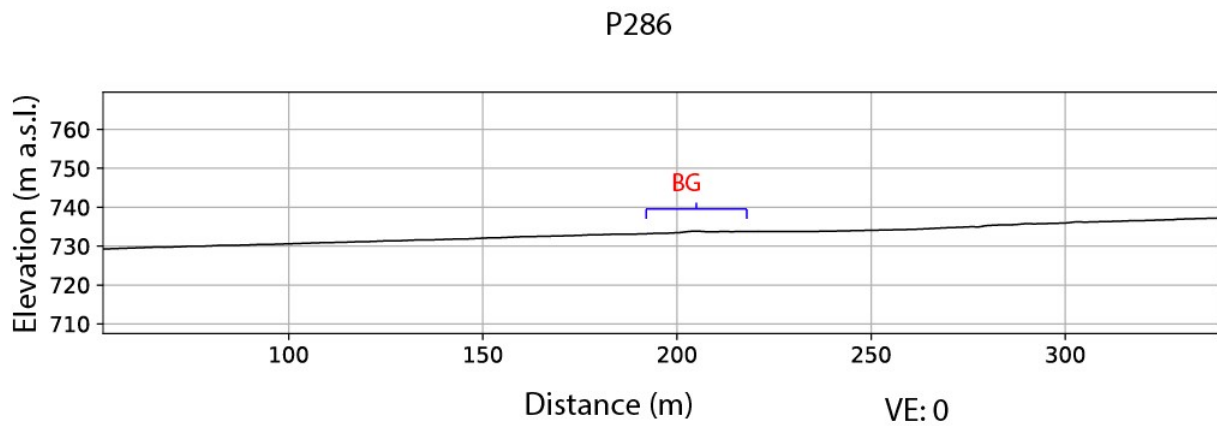


Figura 6.13: Perfil P286 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10

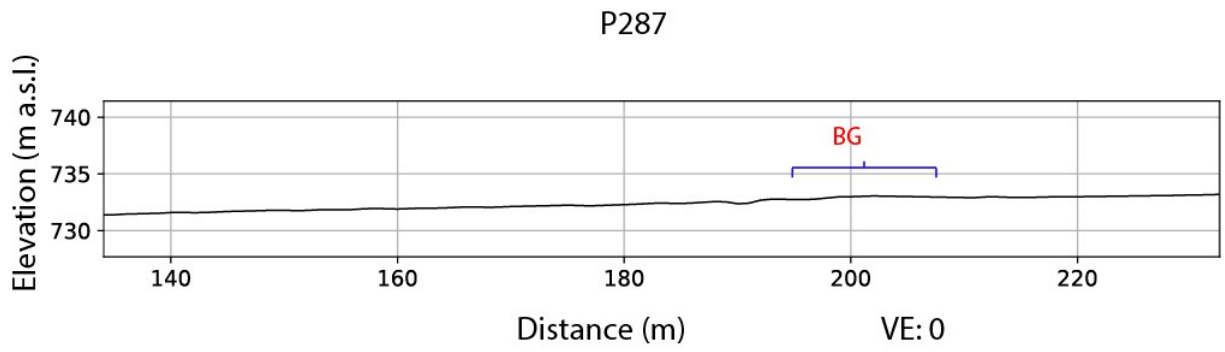


Figura 6.14: Perfil P287 mostrando abombamiento de la superficie. Ubicación en Figura 6.10.

6.2.5. Cambio de pendiente de campo lejano

Un total de 74 perfiles topográficos mostraron características geomorfológicas clasificadas como cambio de pendiente de campo lejano. Estos se encuentran presentes en toda el área de estudio pero con una mayor densidad al norte de río Clarillo (Figuras 6.3 y 6.15).

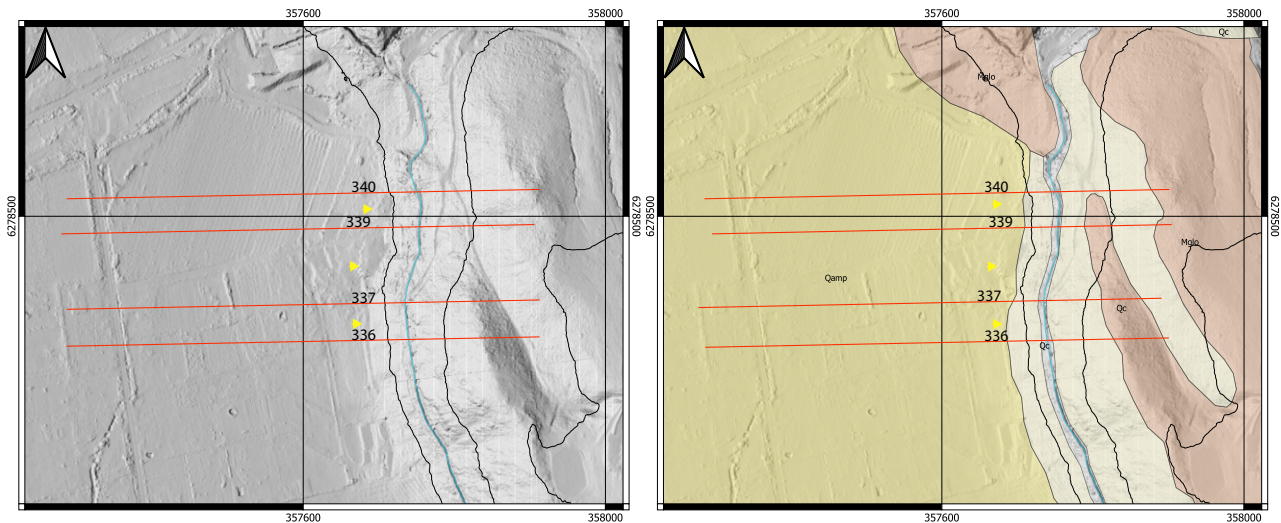


Figura 6.15: Izquierda: Hillshade del lidar mostrando ubicación de los cambios de pendiente de campo lejano. Derecha: Mapa mostrando que los cambios de pendiente de campo lejano están sobre depósitos fluviales del Pleistoceno Medio-Superior. Flechas amarillas indican la posible ubicación de la traza. Líneas rojas son los perfiles topográficos con sus respectivos números. Perfiles mostrados en las Figuras 6.16, 6.17, 6.18 y 6.19. Escala 1:4000. Ubicación en Figura 6.3.

P336: al sur del río Maipo

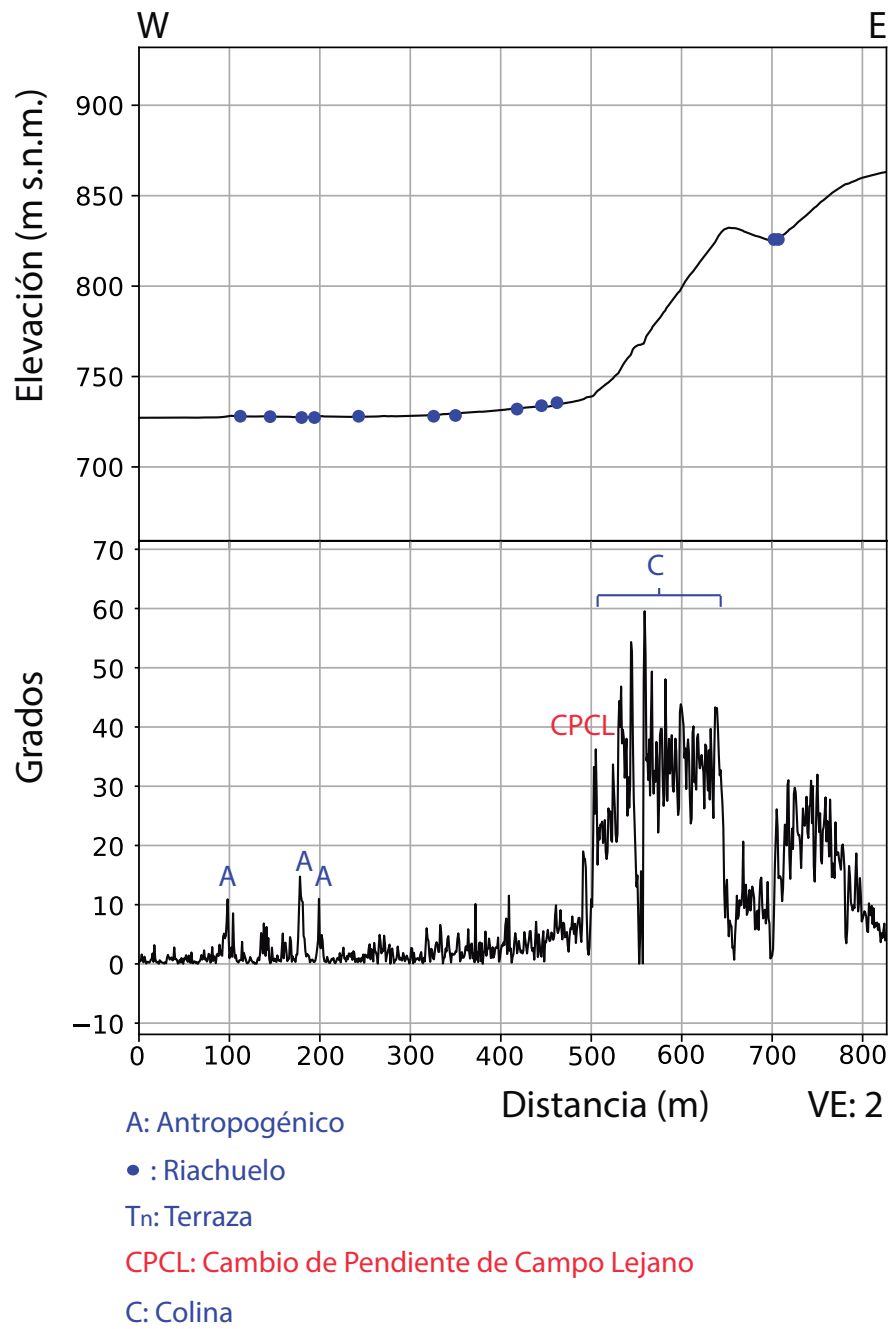


Figura 6.16: Perfil P336 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano.

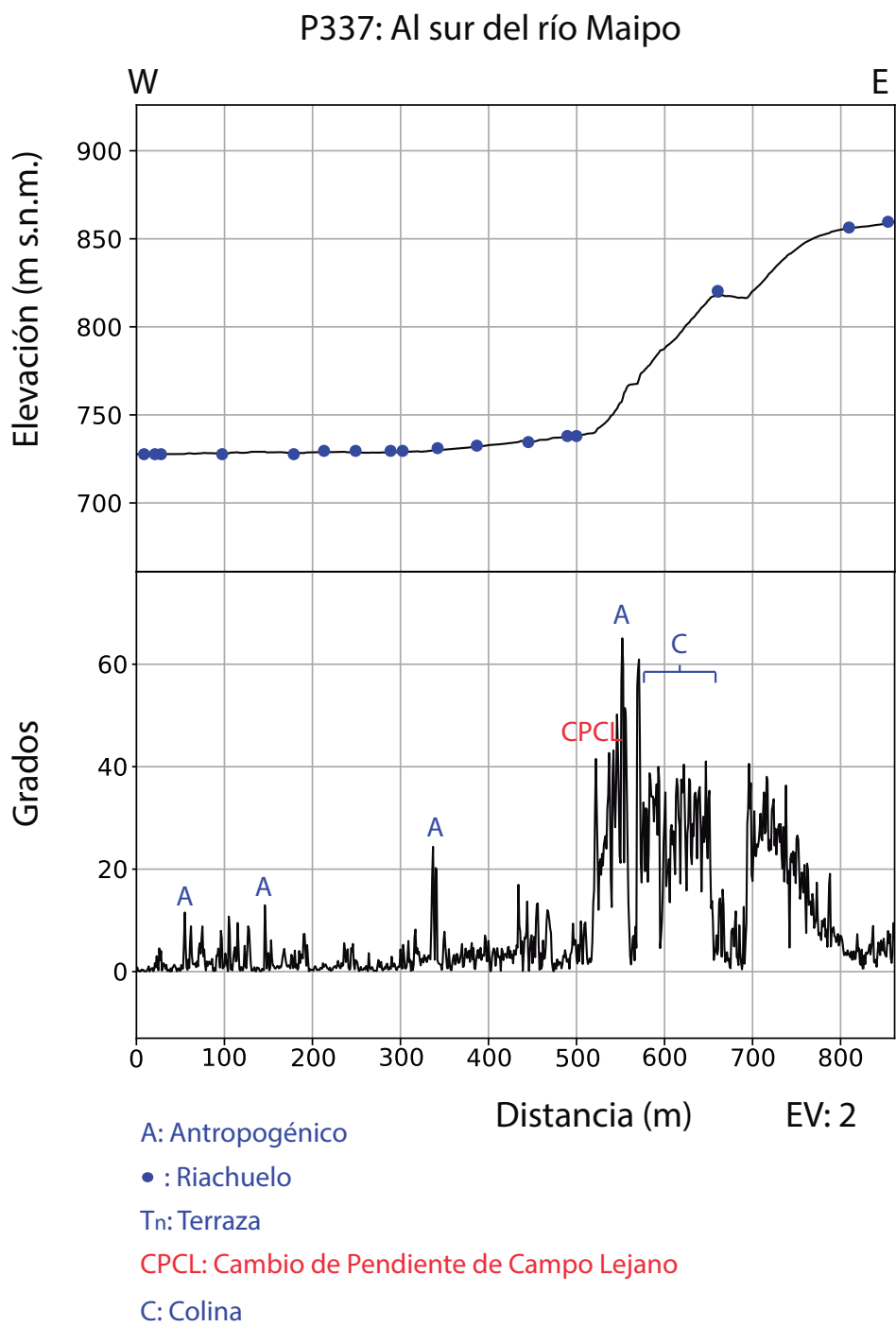


Figura 6.17: Perfil P337 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano.

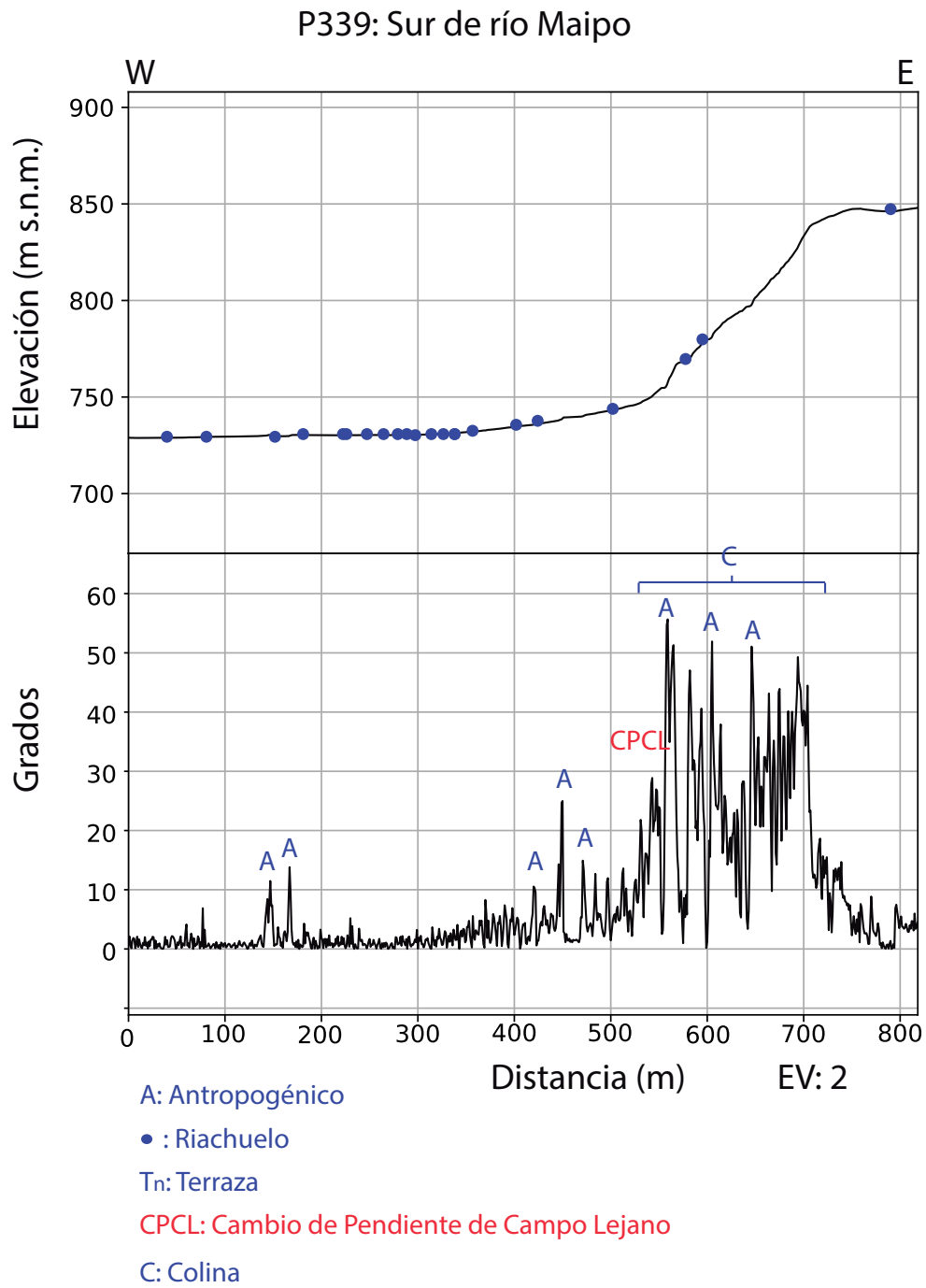
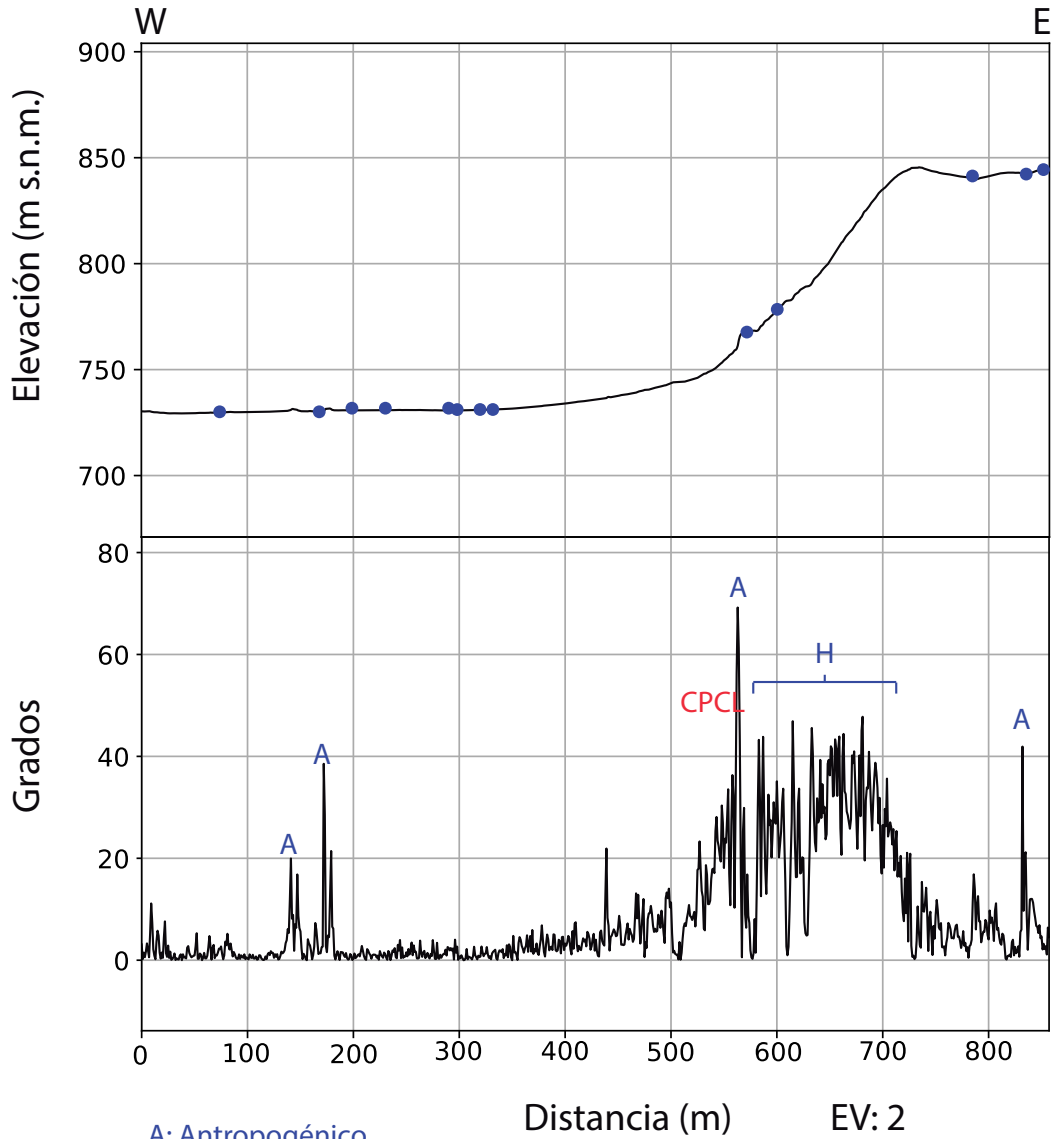


Figura 6.18: Perfil P339 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano..

P340: Sur de río Maipo



- A: Antropogénico
- : Riachuelo
- Tn: Terraza
- CPCL: Cambio de Pendiente Campo Lejano
- C: Colina

Figura 6.19: Perfil P340 mostrando el cambio de pendiente de campo lejano.

6.3. Observaciones geomorfológicas atribuibles a la actividad de la Falla San Ramón

Por medio del estudio remoto se identificaron características geomorfológicas atribuibles a la actividad de la Falla San Ramón. Estas son la formación de cárcavas al este de las características identificadas (Figura 6.3), basculamiento de la red de drenaje (Figura 6.4) y la identificación de 2 rasgos atribuibles a la actividad de la FSR por perfil (Figura 6.3).

En general, en toda el área de estudio se puede observar que hay mayor número de cárcavas al este de las características observadas por medio de los perfiles topográficos (Figura 6.3). Esto es observable en las quebradas de Paso de Parrón, Pelván, de la Madera y Honda. Si bien esta diferencia puede ser producto de que al oeste de las características hay obras civiles y agricultura, en quebradas donde hay casi nula intervención humana, como en quebrada Honda, igualmente se puede observar tal rasgo (Figura 6.4).

En cuanto a la red de drenaje basculada, en la Figura 6.4 se aprecia que las redes de drenaje que están al este de los escarpes de falla reconocidos, sobre los depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno, se dirigen hacia el norte casi paralelo al rumbo del conjunto de escarpes. Esto es interpretado como un basculamiento de la red de drenaje producto de la actividad de la falla.

Por otro lado, al norte de la quebrada Paso Parrón se observan 2 características por perfil. En su conjunto estas muestran dos tendencias lineales con un rumbo general NS (Figura 6.3). Esto se interpreta como ramificaciones de la traza de Falla San Ramón en superficie.

6.4. Traza de la Falla San Ramón

En la Figura 6.20 se presenta la ubicación de la traza de la Falla San Ramón. Se ha mapeado como observada cuando las características identificadas son escarpe de falla y escarpe de falla con influencia antropogénica. Por otro lado, se ha cartografiado como inferida cuando la característica identificada es abombamiento y cambio de pendiente de campo lejano. El largo cartografiado es de aproximadamente 18 km y la disposición de la traza presenta pequeñas variaciones en el rumbo pero en general es N-S. Al norte del área de estudio está caracterizada por una serie de ramificaciones secundarias tipo cola de caballo.

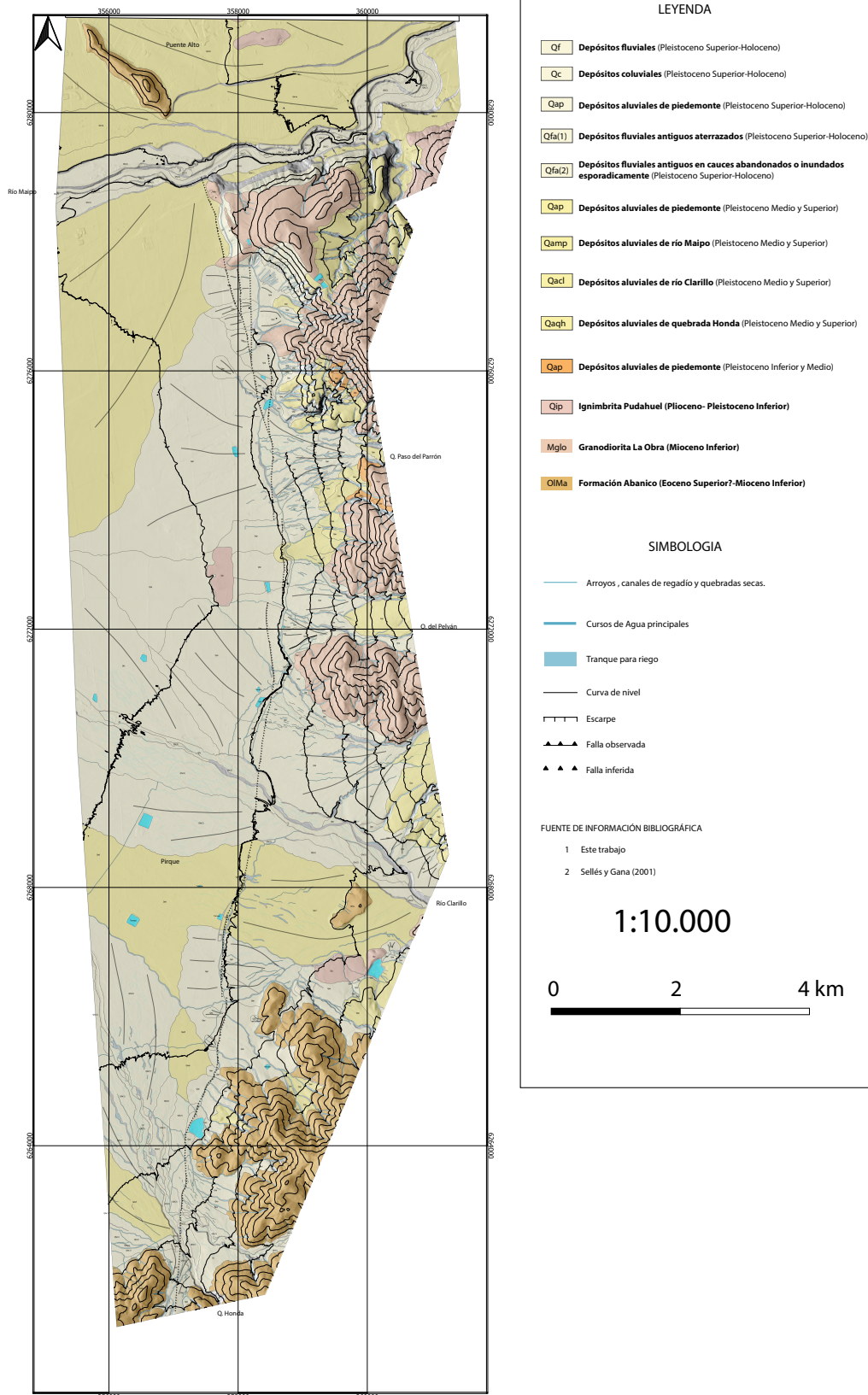


Figura 6.20: Mapa geológico mostrando la traza de la falla San Ramón interpretada con base a los rasgos geomorfológicos identificados por medio de los perfiles topográficos.

Capítulo 7

Evidencias de campo atribuidas a la actividad de la Falla San Ramón

El trabajo de campo fue realizado en el frente cordillerano de Pirque y consistió en la visita a lugares donde se hayan identificado rasgos geomorfológicos atribuibles a la actividad reciente de la Falla San Ramón (Figura 7.1). Los rasgos visitados son 3, un escarpe de falla al norte de la Quebrada Honda (Figura 7.2), un escarpe de falla con influencia antropogénica sobre el abanico que surge de la Quebrada el Pelván (Figura 7.4) y cárcavas producidas por la red de drenaje al sur de río Clarillo. A continuación se procede a presentar las evidencias de terreno.

El escarpe de falla está ubicado aproximadamente a 500 m al norte de Quebradas Honda (Figura 7.1) y tiene una continuidad de aproximadamente 400 m (Figura 7.2). Este se encuentra dislocando depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno. Mirando hacia el norte se aprecian 2 superficies sub-horizontales separadas por un *offset* de 1,8 m según los datos lidar. Además, en él se observa la presencia de clastos tamaño bloque (Figura 7.3). La presencia de bloques es debido a que los componentes superficiales más finos que componen el remanente de cara libre son paulatinamente retirados producto de la erosión favoreciendo la concentración superficial residual de clastos de mayor diámetro.

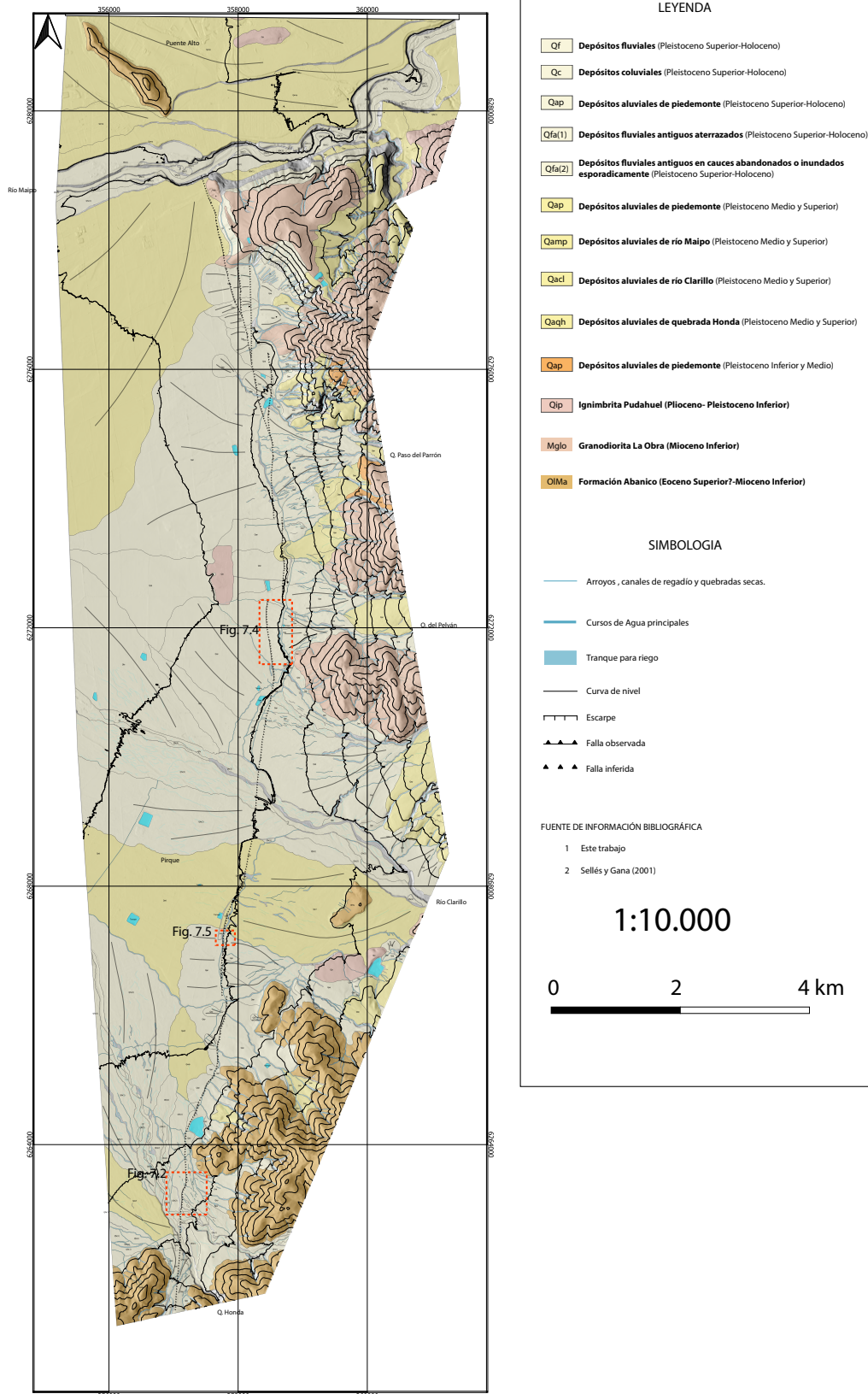


Figura 7.1: Mapa geológico del área de estudio mostrando ubicación de los lugares visitados en terreno.

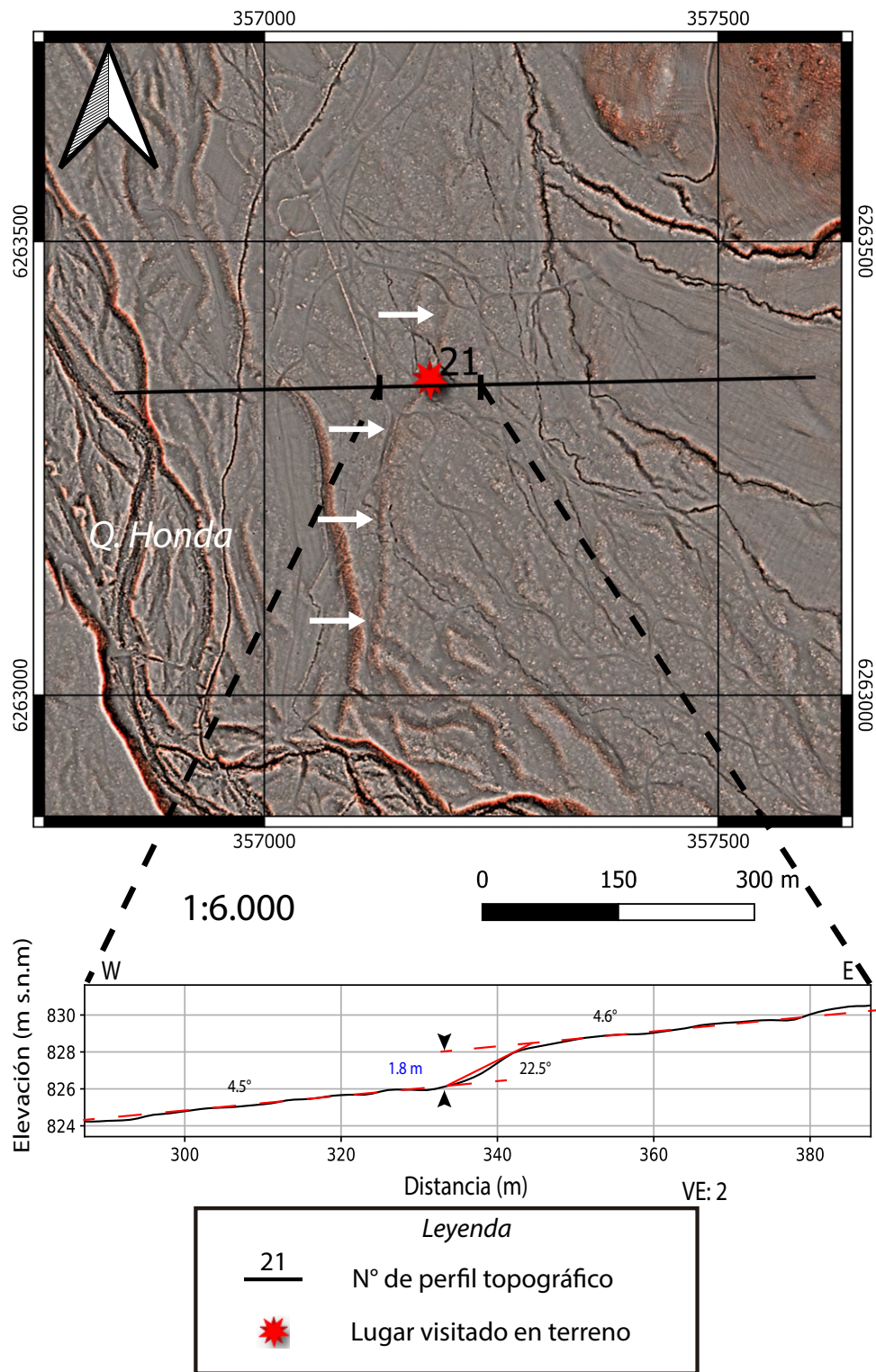


Figura 7.2: Imagen RRIM del lidar. Figura muestra el escarpe de falla en el perfil 21 identificado por medio del trabajo remoto. Flechas blancas indican el escarpe de falla de aproximadamente 400 m de largo.



Figura 7.3: Foto de campo mostrando escarpe de falla asociado a la actividad reciente de la FSR. *Offset* de 1,8 m según datos lidar.

Por otro lado, el escarpe de falla con influencia antropogénica está ubicado sobre los depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno de quebrada el Pelván (Figura 7.1). Mirando hacia el este se aprecian 2 superficies sub-horizontales separadas por un escarpe topográfico de *offset* entre 9,5 y 1,3 m según los datos lidar (Figura 7.4). Este escarpe es continuo aproximadamente por 900 m (Figura 7.1).

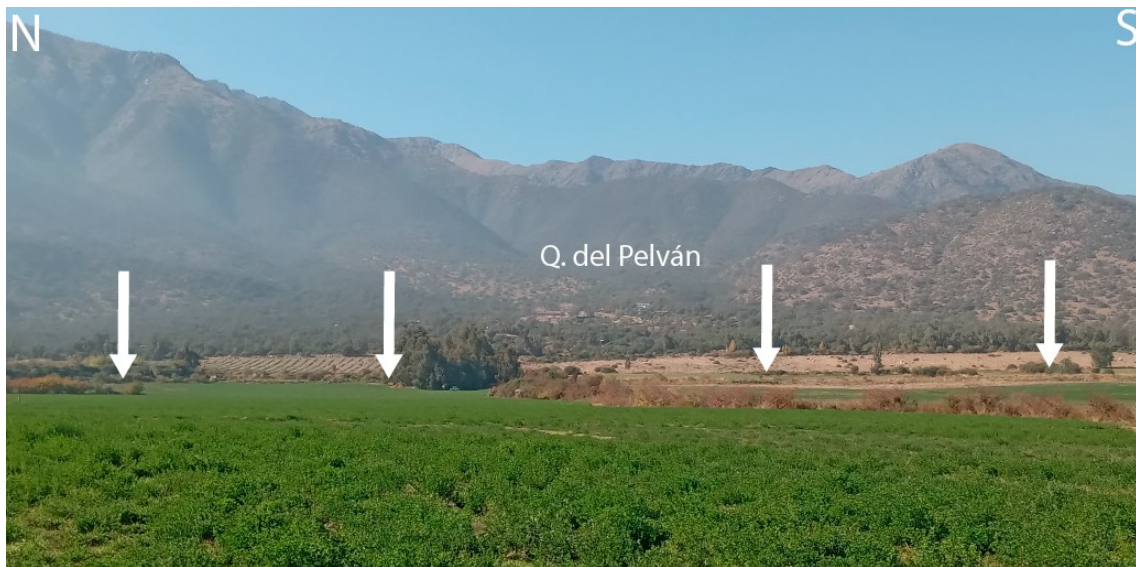


Figura 7.4: Foto de campo mostrando escarpe de falla con influencia antropogénica sobre los depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno pertenecientes a la quebrada del Pelván. *Offset* entre 9,5 y 1,3 m según los datos lidar. Flechas blancas indican base del escarpe de aproximadamente 900 m de largo.

Por último, al norte de río Clarillo, sobre depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno, se observa que la red de drenaje ha erosionado la superficie generando cárcavas (Figuras 7.1 y 7.5). Estas son observadas al este de la traza de FSR. La génesis de estas se interpreta como producto del cambio del nivel base generado por la actividad de la FSR (Burbank & Anderson, 2012). Al levantar el bloque colgante perturba el equilibrio de las redes de drenaje desencadenando una erosión de los depósitos aluviales al este de la falla (Figura 7.5).



Figura 7.5: Foto de campo mostrando cárcavas formadas por la red de drenaje sobre depósitos aluviales del pleistoceno superior-holoceno.

Capítulo 8

Discusión

En esta tesis se ha determinado la localización en superficie de la traza de la FSR y establecido la cartografía de las unidades geomorfológicas del piedemonte de Pirque. En este capítulo se discuten temas asociados a los resultados obtenidos y a los objetivos planteados.

8.1. Resolución de base de datos utilizada

Para la ubicación en superficie de la traza de FSR y la cartografía de unidades geomorfológicas se utilizaron bases de datos tales como el DMT construido con base a una nube de puntos lidar y ortoimágenes. Ambos fueron adquiridos de forma particular por el proyecto FONDECYT 1190734 el cual se titula “¿Planificación urbana en riesgo?, prácticas socio espaciales de comunidades en el piedemonte de Santiago de Chile y su incidencia en la Falla San Ramón (FSR) como nuevo escenario de riesgo sísmico y sostenibilidad”.

El DMT utilizado tiene una resolución espacial de $1 \times 1 \text{ m}^2$ con una densidad de 2 a 10 pulsos por m^2 . La precisión altimétrica absoluta es de 35 cm y altimétrica relativa es 20 cm. La resolución espacial del DMT permite observar la zona a una escala espacial de 1:3.000. Además, al ser un DMT se han filtrado artefactos como la vegetación y estructuras antropogénicas existentes en el área de estudio.

La importancia de la resolución espacial en la cartografía de trazas de falla es evidenciada en la Figura 8.1. En ella resalta las diferencias en la cartografía de la ubicación de la traza en superficie dependiendo de la escala de cartografía. Al tener mayor resolución espacial la ubicación de la traza de falla en estudio es más precisa.

El DMT utilizado hecho con base a una nube de puntos lidar, con resolución espacial 1 m^2 , permite capturar las características del paisaje a una escala de resolución espacial en la que operan muchos procesos hidrológicos, geomorfológicos, ecológicos y antropológicos (Passalacqua *et al.*, 2015) por lo que la resolución espacial del DMT es óptima para la cartografía de la falla. Además, dado que se puede remover la influencia de la vegetación y obras civiles facilita la interpretación de esta (Passalacqua *et al.*, 2015).

En conclusión, dada la resolución espacial de los datos y el filtrado de artefactos, los

datos topográficos lidar son óptimos para la cartografía trazas de fallas activas que presentan expresión en superficie.

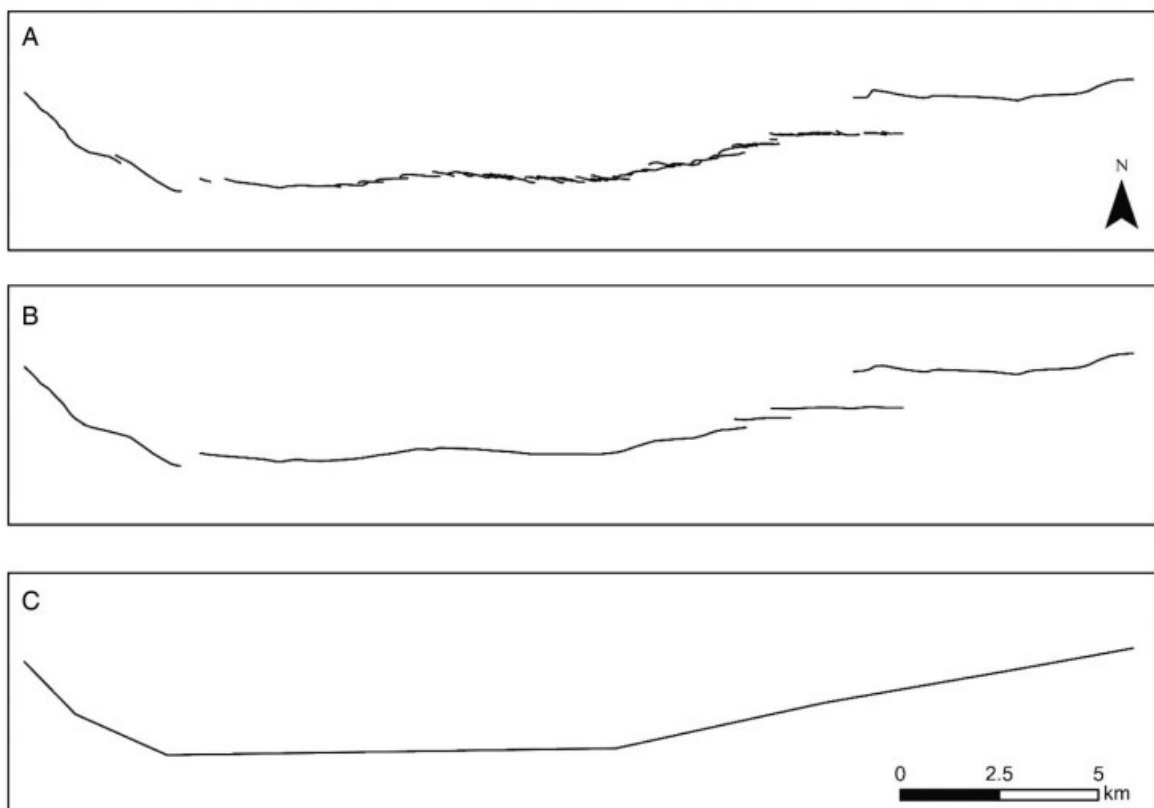


Figura 8.1: Diferencia en la cartografía de trazas de falla en superficie según escala de observación. A, una vista desde observaciones de campo y mapeo lidar a una escala de 1: 5000. B, una vista simplificada a 1: 250,000. C, una vista más simplificada. Extraído de Langridge *et al.* (2016).

8.2. Ubicación de la traza de la Falla San Ramón en superficie

Para la determinación de la ubicación de la traza de la FSR en superficie se realizaron 350 perfiles topográficos. Estos son de orientación este-oeste y están espaciados cada 50 m sobre el frente cordillerano, entre el río Maipo y la ribera sur de quebrada Honda. Cada perfil es clasificado según la o las características observadas (Tabla 8.1). Características que son ubicadas en planta en el extremo oeste de estas con el fin de poder definir su traza (Figuras 6.3 y 6.20). Además, a rasgos tales como escarpe de falla se calculó la pendiente de campo, pendiente del escarpe y el *offset* del escarpe. Por otro lado, a los escarpe topográfico con influencia antropogénica solo se calculó el *offset* del escarpe.

Con base a la ubicación de los rasgos observados en los perfiles topográficos se ha interpretado la ubicación en superficie de la traza de la Falla San Ramón. Esta es cartografiada lo más próxima a la característica observada según el siguiente orden jerárquico: escarpe de

Tabla 8.1: Tabla resumen de número de perfiles por clasificación.

Clasificación	Nº de perfiles
No se observa rasgo	144
Escarpe de falla	16
Escarpe de falla con influencia antropogénica	128
Abombamiento	47
Cambio de pendiente de campo lejano	74

falla, escarpe de falla con influencia antropogénica, abombamiento y cambio de pendiente de campo lejano. Además, la falla es cartografiada como observada cuando la característica identificada en el perfil es escarpe de falla y escarpe de falla con influencia antropogénica. Por otro lado, la traza es mapeada como interpretada cuando la característica identificada es abombamiento o cambio de pendiente de campo lejano. Por último, en los perfiles donde no se observan rasgos, la traza es interpretada apelando a la continuidad lateral de esta (Figura 6.20).

Respecto a la metodología utilizada, para la ubicación de la traza en superficie de la Falla San Ramón entre los ríos Mapocho y Maipo, Aránguiz (2018) utiliza una serie de perfiles topográficos de orientación este-oeste no uniformemente espaciados. Los perfiles fueron realizados con base a un DEM utilizado por Raul (2011) con resolución espacial de 5 m y por medio de GPS diferencial. Aránguiz (2018) solo observa los escarpes de falla como rasgo atribuible a la actividad reciente de la Falla San Ramón reportando la altura de los escarpes identificados.

Que la metodología utilizada en el presente trabajo para la ubicación en superficie de la FSR sea de una separación constante de 50 m entre los perfiles de disposición este-oeste repercute en la cantidad de rasgos que se pueden identificar y por ende en la continuidad espacial de la estructura. Al haber mayor densidad de perfiles topográficos equidistantemente espaciados por la misma área se puede obtener mayor cantidad de rasgos identificados y estos a su vez evidencian la existencia y la continuidad de la estructura en superficie. Por otro lado, respecto a la bases de datos topográfica utilizada por Aránguiz (2018), ya se ha comentado en la Sección 8.1 las limitaciones que pueden presentar los DEM respecto a la resolución espacial y la observación de la superficie. Por último, las fallas inversas pueden producir variadas morfologías en superficie que pueden dar cuenta de su ubicación. Entre ellas está el abombamiento de la superficie (McCalpin, 2009); Carretier *et al.*, 2002; Huang *et al.*, 2015) y el basculamiento de redes de drenaje (Burbank & Anderson, 2012). Característica que no son consideradas en trabajos previos como Rauld (2011) y Aránguiz (2018).

En cuanto a las características identificadas por medio de los perfiles topográficos, 3 son los rasgos que pueden ser atribuidos directamente a la actividad de la FSR: escarpe de falla, escarpe de falla con influencia antropogénica y abombamiento. El escarpe de falla es el registro morfológico de un sismo con ruptura superficial (Wallace, 1997) y ha sido observado alrededor de todo el mundo donde existen fallas activas (Wallace, 1997; Schmidt *et al.*, 2011; Morell *et al.*, 2017; Huang *et al.*, 2015; McCalpin, 2009; Burbank & Anderson, 2009;

Aránguiz, 2018; Rauld, 2011;2002; Machette, 1992; Kurushin, 1997; Carretier *et al.*, 2002; Schmidt *et al.*, 2011; Dong *et al.*, 2004; Vargas *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2010). En cuanto al escarpe de falla con influencia antropogénica es un escarpe de falla que ha sido afectado por obras civiles o agricultura por lo que la interpretación de su génesis está directamente ligada a la actividad de la FSR. Respecto al abombamiento de la superficie del terreno, este fenómeno ha sido identificado en otras fallas inversas activas (McCalpin, 2009; Carretier *et al.*, 2002; Huang *et al.*, 2015; Fu *et al.*, 2003) y se puede explicar por dos mecanismos. Primero por la ocurrencia de una falla inversa en el bloque colgante con diferente vergencia a la falla principal (Carretier *et al.*, 2002) (Figura 8.2) y, segundo por la actividad de una falla ciega la cual estaría plegando los depósitos del bloque colgante (Fu *et al.*, 2003; Phillip *et al.*, 1992). Además, los abombamientos identificados siguen la continuidad lineal de los 2 rasgos anteriormente observados. Por otro lado, la génesis de un cambio de pendiente de campo lejano no necesariamente está relacionado con la actividad de una falla inversa. El cambio de pendiente de campo lejano puede ser provocado por la acción de la falla San Ramón y también producto de la deposición y/o erosión de la superficie. Dado lo anterior, la metodología utilizada para la cartografía de la FSR considera este rasgo como último en jerarquía y la mapea como interpretada.

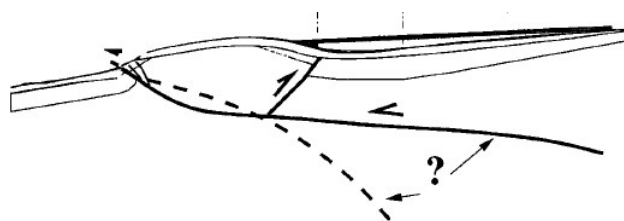


Figura 8.2: Esquema de formación de abombamiento en el terreno producto de una falla inversa en el bloque colgante con diferente vergencia que la falla principal. Modificado de Carretier *et al.* (2002).

Cabe destacar que el trabajo de identificación de los rasgos geomorfológicos, los *offset*, las alturas de los escarpes y los puntos de base y techo de los escarpes son marcados de forma manual, por lo tanto, los resultados pueden estar marcados por un error sistemático ligado a la difícil estandarización del proceso de identificación y a errores aleatorios. Además, se aplicó un criterio de eliminación de datos que podría considerarse subjetivo al eliminar características que se interpretaron producto de la erosión, deposición y/o actividad antrópica.

En cuanto a la ubicación real de la FSR en superficie, esta no variaría mucho de la ubicación de los escarpes de falla y escarpes de falla con influencia antropogénica reconocidos en este trabajo (Figura 6.3). En el trabajo de Vargas *et al.* (2014) se presenta una trinchera paleosismológica de la FSR al norte del área de estudio, sobre el piedemonte de Santiago. En ella se puede observar que la traza reconocida está a ~ 10 m del pie del escarpe reconocido. Por lo tanto, es muy probable que la real traza de la falla San Ramón se encuentre ubicada dentro de los ~ 10 m.

La ubicación de la traza en superficie de la FSR es interpretada lo más próxima a la característica observada según el orden jerárquico establecido en la metodología. Esto se aprecia al observar la Tabla 8.2, la cual resume las distancias máximas en la dirección este-oeste de cada característica a la traza de falla definida. Por lo tanto, la ubicación de la FSR en

Tabla 8.2: Distancias máxima de cada característica a la traza de FSR interpretada. Distancia es a ambos lados de la falla interpretada.

Clasificación	Distancia a traza [m]
No se observa rasgo	-
Escarpe de falla	~17,5
Escarpe de falla con influencia antropogénica	~151
Abombamiento	~216
Cambio de pendiente de campo lejano	~197

superficie no coincide exactamente con la ubicación de los rasgos geomorfológicos observados en los perfiles topográficos (Figura 8.3) debido a que algunas características se escapaban de la tendencia lineal en planta. Si bien en rasgos como escarpe de falla y escarpe de falla con influencia antropogénica la falla es cartografiada como observada, la posición de la traza es modificada para representar una tendencia congruente en el rumbo NS (Figura 8.3). Además, en lugares donde se reconocen rasgos como abombamiento y cambio de pendiente de campo lejano fuera de la tendencia lineal mostrada por la falla observada, la traza interpretada es desplazada para conseguir una traza de falla coherente con una estructura de rumbo NS (Figura 8.3). Por otro lado, no fue posible definir trazas de fallas secundarias asociadas a la actividad de la FSR por medio de los perfiles topográficos. Esto es debido a que por lo general son pequeñas y son difíciles de reconocer antes de un sismo (Boncio *et al.*, 2018).

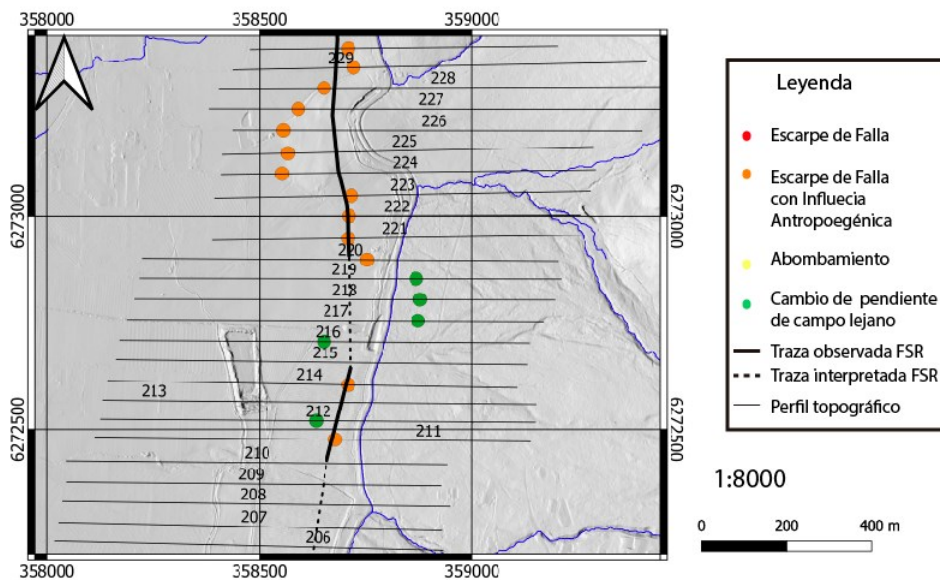


Figura 8.3: Mapa mostrando ubicación de traza FSR interpretada y características observadas en perfiles topográficos. Notar que la ubicación de la traza interpretada no coincide con la ubicación de la característica identificada pro medio de los perfiles topográficos. *Hillshade* con base al lidar utilizado.

8.3. Unidades del piedemonte de Pirque

A partir del análisis del DMT de resolución espacial 1 m construido con base a los datos lidar, ortoimágenes, bibliografía y observaciones de campo se interpretó y cartografió las distintas unidades del frente cordillerano de Pirque. Terrazas fluviales, abanicos aluviales y unidades litológicas son cartografiadas mediante polígonos en el *software* QGIS y son presentadas en un mapa geológico 1:10.000 (Figura 5.1).

A las unidades presentes en el área se les asignaron edades en función de su correlación con trabajos previos (Selles & Gana (2001)). En particular, a las unidades morfoestratificadas, se le asignaron edades relativas según bibliografía y disposiciones espaciales relativas entre ellas obteniéndose tres tipos, Pleistoceno Inferior-Medio, Pleistoceno medio-superior y Pleistoceno Superior-Holoceno. Los depósitos del Pleistoceno Inferior-Medio están presentes al inicio de las quebradas, aledañas a la quebrada Paso de Parrón. En cuanto a los depósitos del Pleistoceno Medio-Superior estos se encuentran en la depresión intermedia y en menor medida en el piedemonte. Los depósitos presentes en el piedemonte en general se encuentran en el cuerpo de los abanicos aluviales. Por otro lado, los depósitos del Pleistoceno Superior-Holoceno se encuentran presentes en todo el piedemonte (Figura 5.1).

A lo largo del piedemonte, se observan depósitos afectados por la actividad de la FSR. En general, estas deformaciones se encuentran en depósitos del Pleistoceno Superior-Holoceno y en tres sectores asociada a depósitos del Pleistoceno Medio-Superior, dos de ellos relacionados con las redes de drenaje principales (río Maipo y Clarillo). Sobre los depósitos del Pleistoceno Medio-Superior se identificaron *offset* de hasta 14,2 m. Por otro lado, en los depósitos del Pleistoceno Superior-Holoceno los *offset* observados alcanzan 10,2.

En cuanto a la cartografía geológica del frente de montaña de Pirque, solo se encuentra la Carta Geológica del área Talagante-San Francisco de Mostazal (Selles & Gana, 2001). El mapa presentado en este trabajo está a escala 1:100.000 y abarca entre los meridianos 70,5° y 71°, y los paralelos 33,5° y 34°. Esta fue utilizada como referencia para la confección del mapa de la zona de estudio la cual se ubica en la parte noreste de la carta (Figura 3.5).

Respecto a la cartografía de unidades morfoestratificadas, al presentar un mapa a escala 1:10.000 y utilizando las bases de datos descritas, se pudo identificar mayor número de unidades morfoestratificadas que en la Carta Geológica. Esto se puede observar al comparar la Carta Geológica con el mapa confeccionado en frente cordillerano (Figuras 3.5 y 5.1). Además, se reconocen las distintas redes de drenaje y morfologías, como escarpes, que son observables a escala 1:10.000. Por otro lado, el mapa no presenta datos estructurales como rumbos y manteos, solo los distintos depósitos y rocas que se observan. Además, las edades de estos no están bien definidas ya que se ha interpretado su edad tomando en cuenta diferencias texturales de los depósitos, ubicación relativa entre estos y bibliografía.

Para llevar a cabo una cartografía más rigurosa a escala 1:10.000 se requieren de observaciones adicionales de campo, incluyendo por ejemplo perfiles geofísicos de resistividad y/o muestrear para llevar a cabo dataciones. Con campañas de terreno se pueden reconocer nuevos afloramientos y estructuras para ser cartografiadas. Además, para poder diferenciar las edades de los distintas unidades morfoestratificadas se deberían llevar a cabo dataciones. Métodos como *OSL* y ^{14}C pueden ser utilizados para datar los distintos niveles de terrazas y

así tener mayor certeza de las edades de los depósitos.

En cuanto a la disposición espacial de los dos tipos de depósitos definidos sobre el frente cordillerano, donde los depósitos más antiguos se encuentra hacia el ápice de los abanico y estos están incididos por quebradas que aportan material aguas abajo a los abanicos más recientes, ya ha sido reconocida en lugares con presencia de actividad tectónica reciente (Bull & McFadden, 1977; Ferrill *et al.*, 1996; Shaoping & Guizhi, 1999; Wallace, 1978; Schmidt *et al.*, 2011). Esta disposición es llamada imbricada o telescópica. Si bien a la FSR se le atribuye una tasa de deslizamiento relativamente baja, la cual no provoca gran acomodación para progradar sedimentos hacia la cuenca, la disposición imbricada probablemente ocurre por una mayor tasa de aporte de sedimentos que por la generación de espacio.

El máximo *offset* observado en los escarpes sobre los depósitos aluviales del Pleistoceno Medio-Superior es de 14,2 m. Teniendo en cuenta tasas de deslizamiento entre 0,13- 0,6 mm/año (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014) calculadas frente a Santiago la edad calculada para los *offset* es entre \sim 100-23 ka. Por otro lado, el máximo *offset* observado en los escarpes sobre los depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno es de 10,2 m. Teniendo en cuenta tasas de deslizamiento entre 0,13- 0,6 mm/año (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014) calculadas frente a Santiago la edad calculada para los *offset* es entre \sim 78-17 ka.

8.4. Peligros sísmico asociado a la Falla San Ramón

Para evaluar el peligro asociado a una posible activación de la FSR hay que tener en cuenta los peligros intrínsecos y los gatillados por esta. Dentro de los peligros intrínsecos se encuentra la magnitud del posible sismo y su ruptura superficial. Por otro lado, los peligros gatillados por una posible activación de la falla son la ocurrencia de licuefacción y de remociones en masa. En este trabajo solo se discuten los peligros intrínsecos asociados a la activación de la FSR.

8.4.1. Magnitud del posible sismo provocado por la FSR

Para la obtener la magnitud de momento de un terremoto característicos asociado a la activación de la FSR por medio de la fórmula de Hanks & Kanamori (1979) es necesario definir un segmento de activación de la falla. Según Schwartz & Coppersmith (1984) los segmentos de frente de montaña son entre 10 a 50 km de largo y existen donde la geometría y la tasa de deslizamiento de la falla son relativamente constantes. Los límites de los segmentos en frentes de montaña muestran una combinación de entradas al valle, fallas oblicuas y en echelon (Burbank & Anderson, 2012). Según las definiciones anteriormente planteadas de segmento de falla y bajo un criterio netamente geomorfológico se interpreta que la FSR presenta dos segmentos. Uno segmento norte entre los ríos Mapocho y Maipo (Rauld, 2011), y un segmento sur entre el río Maipo y quebrada Honda.

El largo del segmento sur, entre el río Maipo y quebrada Honda, es de ~ 18 km. Además, teniendo en cuenta un ángulo de plano de falla de 34° y un nivel de despegue a una profundidad de 10,5 km (Ammirati *et al.*, 2019), la superficie de ruptura es de 34×10^7 m². Asumiendo un módulo de rigidez del medio $\mu = 40$ GPa (Ji *et al.*, 2010) y un deslizamiento promedio $D = 4,9$ m (uniforme a lo largo de la ruptura) (Vargas *et al.*, 2014) se obtiene un $M_w \sim 7,1$.

El sismo anteriormente estimado es calculado con base al modelo de segmentación de la falla. Pero esta segmentación de la traza de falla no siempre es un buen indicador para evaluar los posibles sismos que pueden producir las fallas inversas. Fallas inversas en distintas partes del mundo han presentado ruptura en varios segmentos lo que indica que los modelos de segmentación sistemáticamente subestiman la magnitud de los sismos producidos por fallas inversas corticales (Rubin, 1996). Por lo que un sismo que presente ruptura en los dos segmentos (50 km de largo), con un desplazamiento promedio $D = 4,9$ m y un módulo de rigidez del medio $\mu = 40$ GPa (Ji *et al.*, 2010) podría generar sismos $M_w \sim 7,5$ (Ammirati *et al.*, 2019).

Las magnitudes de los sismos calculados para la FSR están por debajo a otros terremotos percibidos en Santiago, por ejemplo el terremoto de Maule 2010 de M_w 8,8 (Ruiz y Madariaga, 2018), pero la magnitud de momento solo mide la energía liberada en el evento. La escala de Mercalli (o Intensidad de Mercalli Modificada) es la que puede dar cuenta de la percepción del terremoto. Esto se puede observar en el terremoto cortical de Chi-Chi, donde un sismo de M_w 7,6 sacudió el suelo generando valores mayores de 0,9 PGA cerca de la ruptura (Ammirati *et al.*, 2019) causando gran cantidad de daño en edificaciones (Tsai *et al.*, 2000). Valores similares son los presentados por Ammirati *et al.* (2019) para la FSR por lo que esta podría generar una destrucción similar.

8.4.2. Peligro de ruptura por fallas superficiales asociado a la activación de la FSR

La ruptura superficial cosísmica es un desplazamiento del suelo cuando la ruptura de la falla se extiende hasta la superficie de la Tierra. Estas deformaciones pueden ser por medio de una falla principal (FP) y/o fallas distribuidas cercanas a la FP (Boncio *et al.*, 2018). Las rupturas superficiales pueden producir daño en construcciones civiles e instalaciones ubicadas sobre o en las cercanías de la falla activa (Boncio *et al.*, 2018; Huang *et al.*, 2016; Dong *et al.*, 2004; Quigley *et al.*, 2012). Esto es conocido como peligro de ruptura por falla superficial (PRFS) el cual puede ser mitigado por un conocimiento detallado de las características de la falla y la observación de sus respectivas fallas distribuidas cercanas a la FP (Boncio *et al.*, 2018).

Para la mitigación del PRFS se han propuestos distintas estrategias alrededor del mundo (Bryant y Hart, 2007; Kerr *et al.*, 2003; Technical Commission for Seismic Microzonation, 2015). Bryant y Hart (2007) define que el ancho de la zona de falla sísmica (ZFS) es entre 150-200 m para la FP y entre 60-90 m para fallas menores bien definidas. Además define un ancho de 15 m para fallas bien definidas (e.g. por trincheras paleosimológicas) donde no se puede construir obras civiles de ocupación humana. De manera similar Kerr *et al.* (2003) define una zona donde se debe evitar la construcción de estructuras para garantizar la seguridad adoptando un enfoque de riesgo. El enfoque de riesgo toma en cuenta el intervalo de recurrencia de activación de la falla, la complejidad estructural de esta y la importancia de la edificación. Por último, *Technical Commission for Seismic Microzonation* (2015) propone pautas para la zonificación de fallas considerando el efecto de sitio. Ellos proponen una zona de advertencia de 400 m de ancho. Dentro de esta zona, si se llevan a cabo estudios detallados de la falla (nivel 3 SM, según *Technical Commission for Seismic Microzonation* (2015)), se puede definir una zona más precisa de 30 m de ancho donde se tiene que evitar la construcción de obras civiles. Si por medio de los estudios aún persisten algunas incertezas, por ejemplo la ubicación de la traza y/o la posibilidad de fallas secundarias, *Technical Commission for Seismic Microzonation* (2015) propone una zona más extensa llamada zona susceptible con ancho de 160 m. Además, *Technical Commission for Seismic Microzonation* (2015) define para las zonas donde se evita la construcción y de susceptibilidad un ancho asimétrico respecto a la traza principal de fallas inversas de 1:2 para el bloque yacente y colgante, respectivamente. Cabe destacar que la mayoría de las fallas usadas en estas estrategias son de tipo normal y de rumbo por lo que su uso en la FSR, al ser una falla principalmente inversa (Ammirati *et al.*, 2019), puede no ser adecuado.

En particular, un trabajo que define PRFS para fallas inversa, es el de Boncio *et al.* (2018). Este trabajo analiza las rupturas superficiales de 11 sismos provocados por fallas inversas (Tabla 8.3). La magnitud de momento (M_w) de estos sismos esta entre 5,4 a 7,9 y pertenecen a distintos contextos tectónicos. Boncio *et al.* (2018) compila de literatura las ubicaciones de la ruptura principal y las distancias respecto a la ruptura principal de las rupturas distribuidas, clasificándolas si pertenecen al bloque colgante o yacente de la falla principal. Además, las rupturas distribuidas las clasifica según su génesis dividiéndolas en: Rupturas producidas por momento de flexión (B-M); Rupturas producidas por *flexural slip* (F-S) ; Fallas que se activan simultáneamente producto de la activación de la falla principal (S_y) y; rupturas relacionadas estructuralmente con la falla principal (*Simple thrust*). La distancia de los distintos tipos de

rupturas con respecto a la ruptura principal es puesta en un histograma de distribución de frecuencia (Figura 8.4) con el fin de obtener dos funciones de distribución acumulada, una para rupturas relacionadas estructuralmente con la ruptura principal (*Simple thrust*) (Figura 8.5 (a) y (c)) y otra para todo tipo de rupturas (Figura 8.6 (a) y (c)). Posteriormente, con las funciones de distribución acumulativa obtiene dos funciones de densidad de probabilidades, una para rupturas relacionadas estructuralmente con la ruptura principal (*Simple thrust*) (Figura 8.5 (b) y (d)) y otra para todo tipo de rupturas (Figura 8.6 (b) y (d)).

Tabla 8.3: Sismos utilizados por Boncio *et al.* (2018). Tabla modificada de Boncio *et al.* (2018).

Sismo	Fecha	Magnitud (M_w)	Cinemática de falla	Profundidad Hipocentro (km)
San Fernando, CA, USA	9 Feb 1971	6,6	R-LL	8,9
El Asnam, Argelia	10 Oct 1980	7,1	R	10
Coalinga (Nunez), CA, USA	11 Jun 1983	5,4	R	2,0
Marryat Creek, Australia	22 Ene 1988	5,8	R-LL	3,0
Tennant Creek, Australia	7 Dic 1988 (3 eventos)	6,3 6,4 6,6	R R-LL R	2,7 3,0 4,2
Spitak, Armenia	29 Sep 1993	6,8	R-RL	5,0-7,0
Killari, India	20 Sep 1999	6,2	R	2,6
Chi-Chi, Taiwan	20 Sep 1999	7,6	R-LL	8,0
Kashmir, Pakistan	8 Oct 2005	7,6	R	15,0
Wenchuan, China	12 May 2008	7,9	R-RL	19,0
Nagano, Japan	22 Nov 2014	6,2	R	4,5

Cinemática de falla: R: *reverse*; LL: *left lateral*; RL: *right lateral*

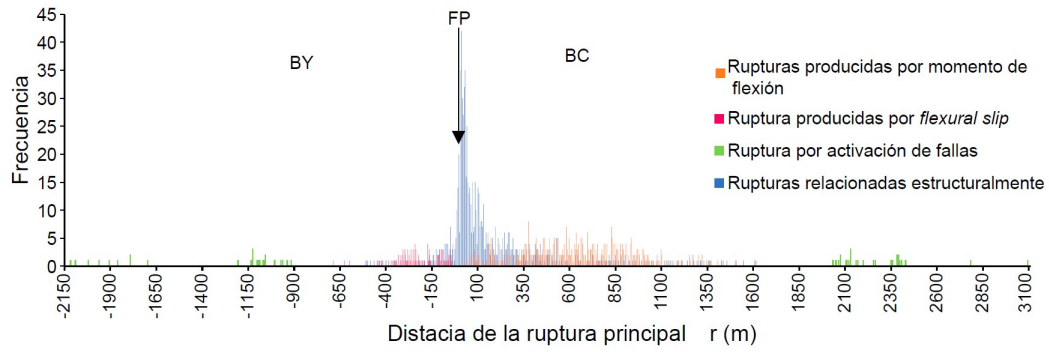


Figura 8.4: Histograma de distribución de frecuencias de la distancia de ruptura distribuida (r) desde la ruptura principal (FP) para todos los sismos analizados por Boncio *et al.* (2018). Los valores positivos y negativos se refieren a los datos en el bloque colgante (BC) y bloque yacente (BY), respectivamente. Figura modificada de Boncio *et al.* (2018).

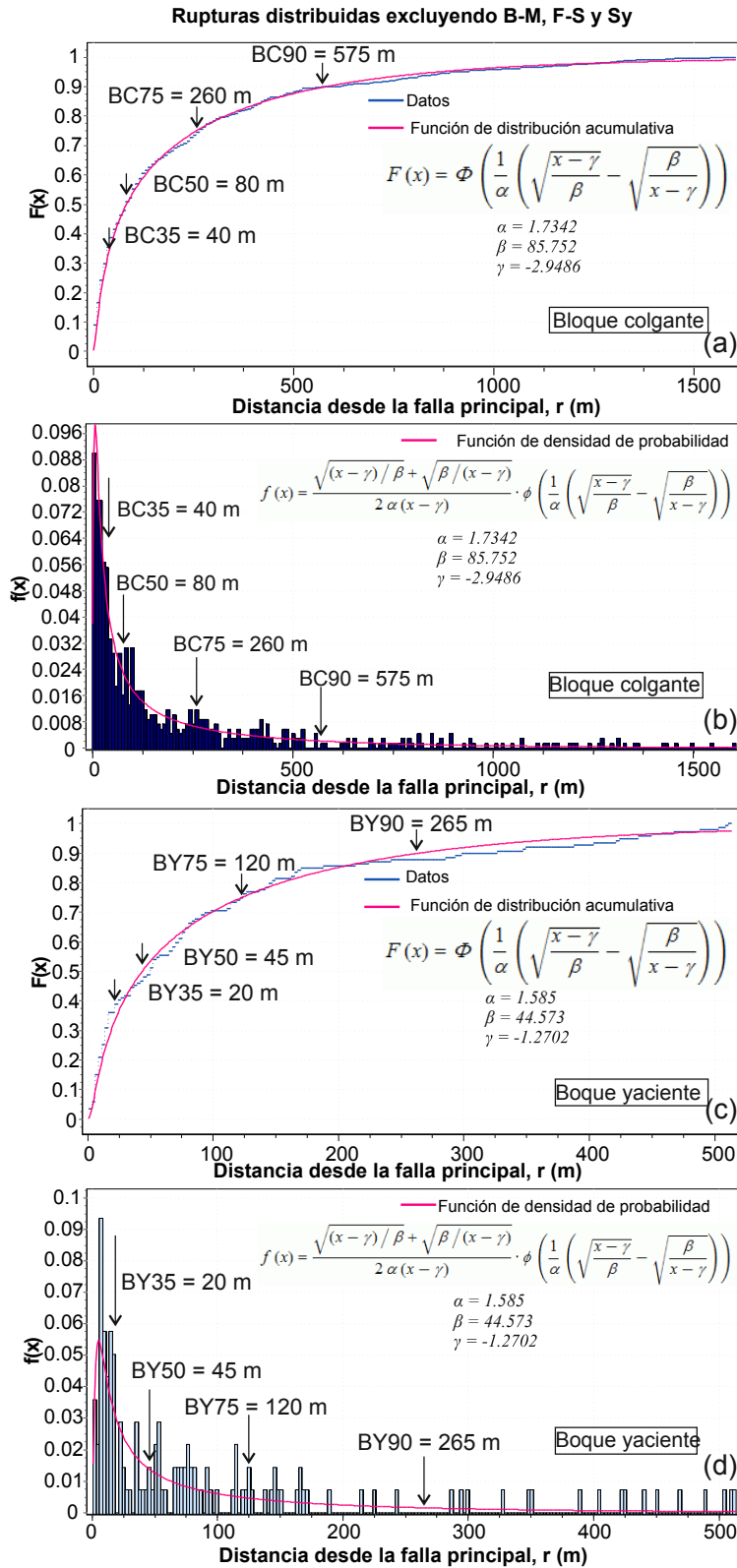


Figura 8.5: Función de distribución acumulativa y función de densidad de probabilidad de la distancia de ruptura (r) desde el FP para el bloque colgante (BC) (a, b, respectivamente) y el bloque yacente (BY) (c, d, respectivamente) del FP. Solo se analizaron *simple thrust* sin rupturas asociadas de fallas B-M, F-S o Sy. Se indica la probabilidad del 35 % (BC35) porque corresponde a una fuerte caída de los datos en los histogramas. Figura modificada de Boncio *et al.* (2018).

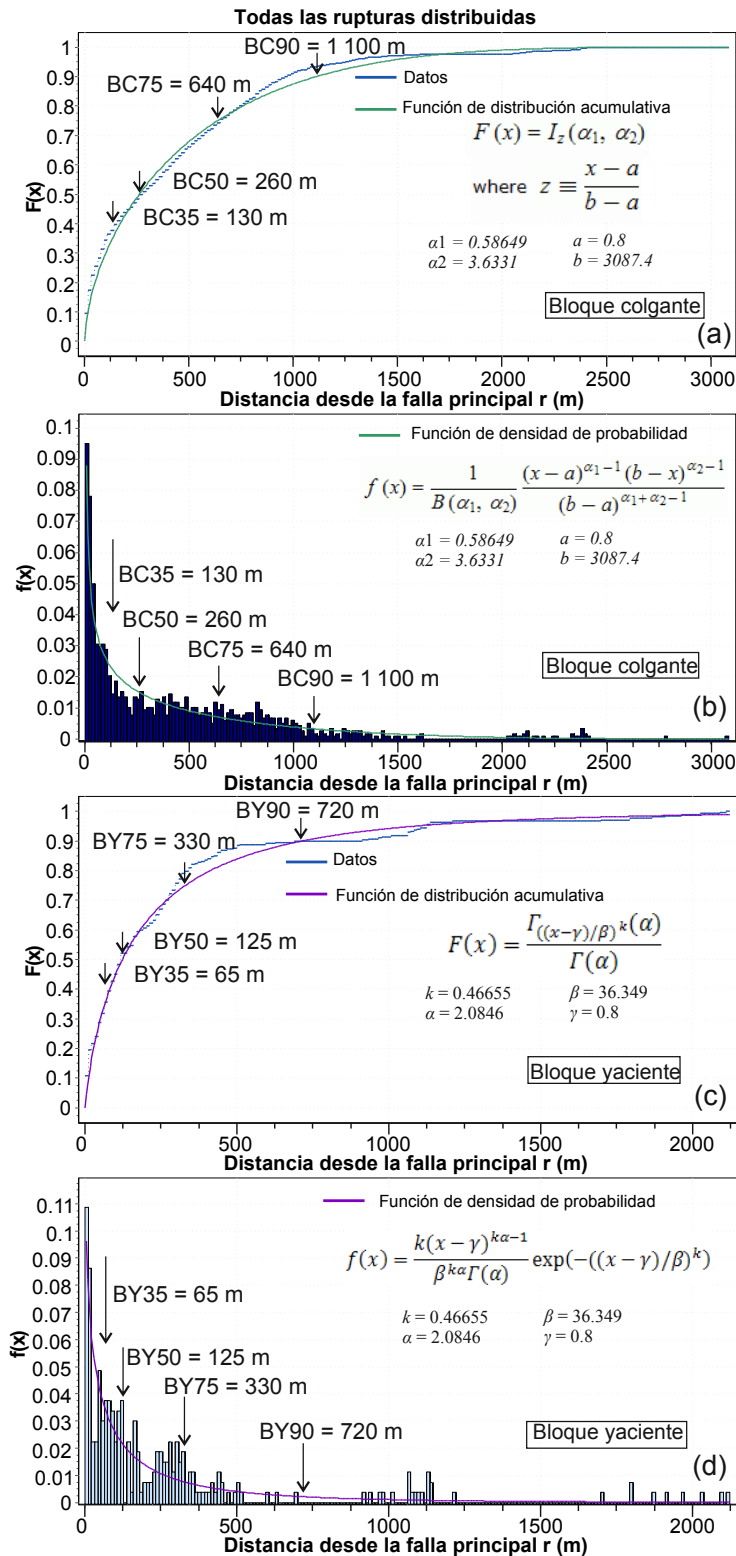


Figura 8.6: Función de distribución acumulativa y función de densidad de probabilidad de la distancia de ruptura (r) desde el FP para el bloque colgante (BC) (a, b, respectivamente) y bloque yacente (BY) (c, d, respectivamente) del FP. Se consideraron todos los tipos de rupturas. La probabilidad del 35% (BC35) se indica para la comparación con la base de datos de *simple thrust* (Figura 8.5), pero no corresponde a caídas particulares de los datos en los histogramas. Figura modificada de Boncio *et al.* (2018).

Como se mencionó en la Sección 8.2, la ubicación traza de la Falla San Ramón ha sido definida con base a la ubicación de los rasgos geomorfológicos observados en los perfiles topográficos. Esta es cartografiada lo más próxima a las características observadas según el siguiente orden jerárquico: escarpe de falla, escarpe de falla con influencia antropogénica, abombamiento y cambio de pendiente de campo lejano. Además, la falla es cartografiada como observada cuando la característica identificada en el perfil es escarpe de falla y escarpe de falla con influencia antropogénica. Por otro lado, la traza es interpretada cuando la característica identificada es abombamiento o cambio de pendiente de campo lejano.

Por la metodología utilizada para la definición de la traza de la FSR, esta puede tener ciertas incertezas. La incertidumbre de la ubicación de la traza, según los rasgos geomorfológicos observados, puede llegar hasta ≈ 216 m (Tabla 8.2). Además, como se discutió anteriormente, la ubicación de la traza propuesta en este trabajo tiene un error de ~ 10 m respecto a la real traza observada por Vargas *et al.* (2014). Por otro lado, en la cartografía de la traza no se reconocen rupturas secundarias asociadas a la Falla San Ramón ya que estas pueden ser pequeñas y no pueden ser reconocidas antes del terremoto (Boncio *et al.*, 2018). Incertezas que pueden repercutir en la ubicación de una posible ruptura superficial provocada por activación de la Falla San Ramón.

Dada la incertaza en la definición de la traza de ≈ 216 m, y teniendo en cuenta el trabajo de Boncio *et al.* (2018) (Figura 8.5 (b)), se propone que un ancho de zona de ruptura asociada directamente a la FSR de 260 m en el bloque colgante desde la ubicación de la traza (Figura 8.7). Por otro lado, para el bloque yacente (Figura 8.5 (d)), teniendo en cuenta que la definición de la zona de ruptura en el bloque colgante, se define una probable zona de ruptura de 120 m (Figura 8.7). Esta definición de zonas de ruptura albergaría el 75 % de las posibles rupturas superficiales asociadas a la FSR según Boncio *et al.* (2018) (3 de cada 4 rupturas secundarias estarían dentro de la zona). Las demás rupturas asociadas a una posible ruptura de la FSR (1 de cada 4 rupturas) no son tomadas en cuenta en la zona de ruptura definida dada su baja probabilidad ($\sim 0,001$) (Figura 8.5). Además, la razón entre el bloque yacente y colgante de 1:2,2 es consistente con otras observaciones y trabajos (Huang *et al.*, 2018; *Technical Commission for Seismic Microzonation*, 2015).

Por otro lado, si se consideran todos los tipos de ruptura (rupturas asociadas a la Falla San Ramón, B-M, F-S, Sy) la delimitación de una zona de ruptura resulta más compleja ya que depende del contexto tectónico donde lo estamos evaluando y/o la existencia y distancia de otras fallas. Las rupturas producidas por momento de flexión (B-M) y *flexural slip* (F-S) están estrictamente relacionadas con el contexto estructural del área (plegado a gran escala; tipo de pliegue; longitud de onda y lo apretado del pliegue; rigidez de la roca que se está plegando) (Boncio *et al.*, 2018). Si bien a la latitud de Santiago se ha definido un par anticlinal-sinclinal de longitud aproximada 10 km (Rauld, 2011) no necesariamente este contexto estructural continua hacia el sur, frente a Pique. Dado este contexto, solo tomando en cuenta rupturas producidas por momento de flexión (B-M) y *flexural slip* (F-S), se estima una zona de ruptura de 10 km de ancho y se sugiere llevar un estudio del contexto estructural en la Cordillera Principal frente a Pirque. En cambio, para el ancho de la zona de ruptura producida por fallas que se activar simultáneamente (Sy) producto de una posible activación de la FSR depende de la existencia de fallas en el entorno y de la distancia de estas a la fuente sísmica más que del mecanismo que controla la falla (Boncio *et al.*, 2018). Lo anterior implica

que las zonas de ruptura producidas por fallas que se activan simultáneamente pueden ser muy extensas por lo que se sugiere delimitar la zona de ruptura por separado de la FSR.

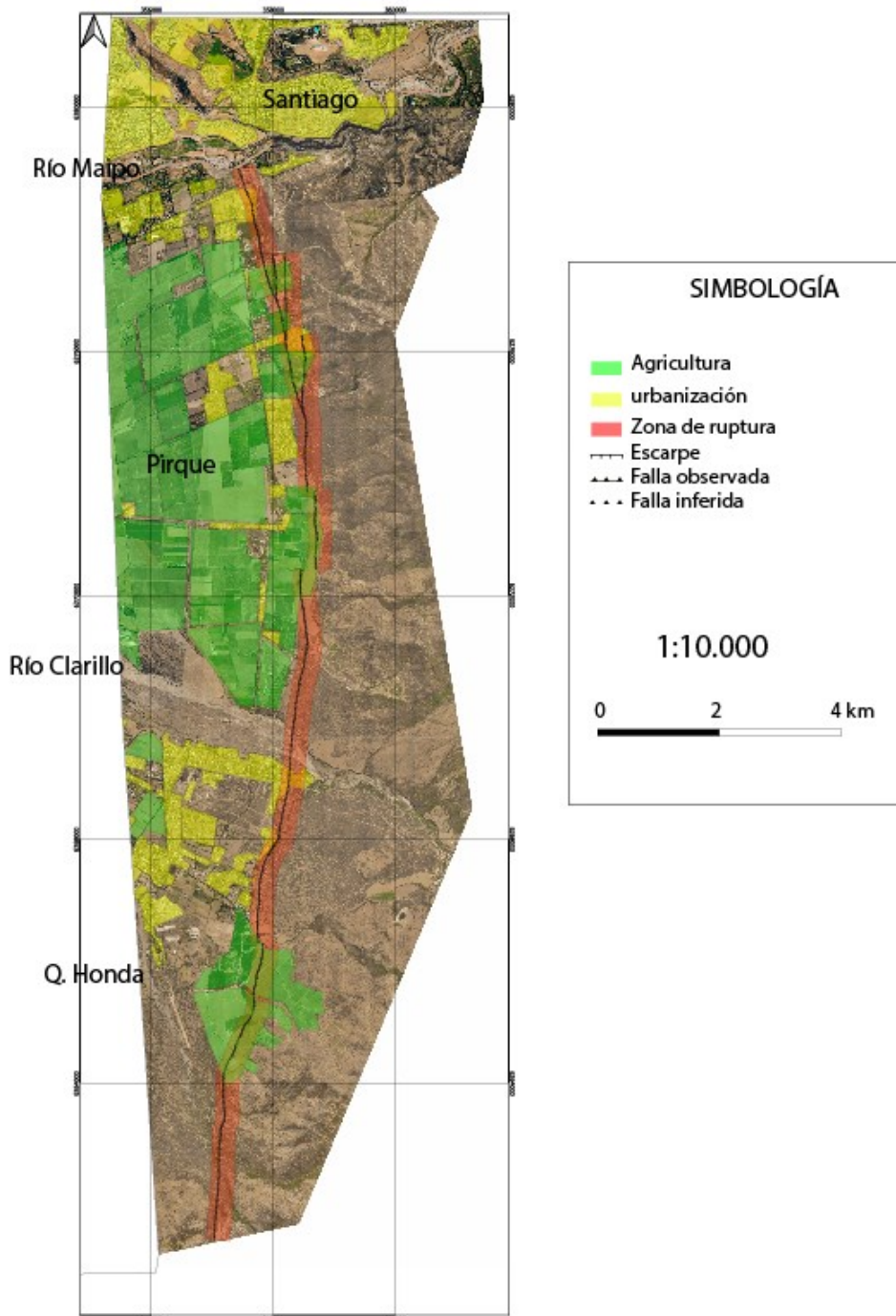


Figura 8.7: Figura mostrando traza de la Falla San Ramón y la zona de ruptura estimada según función de densidad de probabilidad de la distancia de ruptura (r). Además se muestra las zonas con urbanización y agricultura.

Capítulo 9

Conclusiones y recomendaciones

El objetivo general de esta tesis fue determinar la traza o ubicación en superficie de la Falla San Ramón en la comuna de Pirque, a partir del estudio de rasgos geomorfológicos producidos por su actividad cuaternaria. Mediante el uso de datos topográficos de alta resolución lidar, ortoimágenes de 0,25 m por píxel y bibliografía, se logró la cartografía de detalle de la traza de falla y de las unidades presentes en el frente de montaña de Pirque. Mapeo que consistió en la foto interpretación de unidades morfoestratificadas y la identificación de los rasgos geomorfológicos atribuibles a actividad reciente de la Falla San Ramón por medio de perfiles topográficos.

La cartografía de unidades del piedemonte de Pirque es mostrada en un mapa de escala 1:10.000. En él se presentan las distintas unidades morfoestratificadas y de roca existentes en el área de estudio. Las unidades morfoestratificadas son catalogadas en 3 edades relativas asignadas por medio de interpretaciones texturales, ubicación espacial relativa de los depósitos y bibliografía. Esta subdivisión resultó en la identificación de un patrón telescópico de los depósitos presentes en el piedemonte, patrón ya observado en otros trabajos donde existen frentes de montaña con presencia de fallas activas.

La identificación de rasgos geomorfológicos atribuibles a la Falla San Ramón se llevó a cabo por medio de observación y la realización de perfiles topográficos, ambas sobre la base de datos lidar. Por medio de la observación se identificó basculamiento de la red de drenaje y la ocurrencia de carcavás. Por otro lado, por medio de los perfiles topográficos se identificaron 265 rasgos geomorfológicos distribuidos en todo el frente de montaña, 191 de ellos asociados directamente a la actividad de la Falla San Ramón. Al norte de área de estudio se observó hasta 2 rasgos geomorfológicos atribuibles a la Falla San Ramón por perfil. Los rasgos consisten en 16 escarpes de falla, 128 escarpes de falla con influencia antropogénica, 47 abombamientos y 74 cambios de pendiente de campo lejano. Los escarpes de falla presentan saltos entre 6 y 0,5 m con ángulos de escarpe entre los $17,3^{\circ}$ y $6,3^{\circ}$. Por otra parte, los escarpes con influencia antropogénica presentan saltos entre 14,2 y 0.3 m.

Con base en los rasgos geomorfológicos observados se define la ubicación en superficie de la Falla San Ramón en el frente cordillerano de Pirque. La ubicación de la traza es interpretada lo más próxima a la característica observada según el siguiente orden jerárquico: escarpe de

falla, escarpe de falla con influencia antropogénica, abombamiento y cambio de pendiente de campo lejano. El largo de la traza definida es de aproximadamente 18 km y en general presenta un rumbo N-S. Al norte del área de estudio esta presenta una serie de ramificaciones tipo cola de caballo. Por otro lado, no fue posible la identificación de trazas de rupturas secundarias asociadas a la Falla San Ramón.

Por medio de la traza definida se determinó el peligro sísmico asociado a una potencial ruptura en superficie durante un terremoto mayor a lo largo de la Falla San Ramón. Para la estimación del sismo se contempló la activación de la falla en el segmento sur y en su totalidad de la traza. En segmento sur se estima que la falla puede provocar un sismo $M_w \sim 7,1$. En cambio, para una activación de la traza completa se contempla un sismo de $M_w \sim 7,5$. Por otro lado, para la determinación del peligro de ruptura por falla superficial se utilizó una función de densidad de probabilidades existente en la literatura. Sobre la base de la función se propone una zona de ruptura de 380 m de ancho (120 m en el bloque yacente y 260 m en el bloque colgante) que albergaría el 75 % (3 de cada 4 rupturas) de las rupturas superficiales causadas por una posible activación de la Falla San Ramón.

El peligro sísmico asociado a una potencial ruptura en superficie durante un terremoto mayor a lo largo de la Falla San Ramón presentado en este trabajo puede ser utilizada para mitigar el riesgo asociado a una posible activación de esta. Los escenarios expuestos pueden ser considerados en políticas públicas, planificación territorial, construcción de edificaciones sismo-resistentes y preparación de procedimientos de emergencia para así disminuir la vulnerabilidad de la población.

Dado los potenciales peligros sísmicos presentados se recomienda llevar a cabo estudios más acabados sobre la Falla San Ramón. Estudios gravimétricos, resistividad eléctrica, perforaciones y paleosismológicos se hacen imprescindibles para caracterizar mejor la estructura y comprender el real peligro sísmico que se puede ver enfrentado la comuna de Pique producto de la activación del sistema de Falla San Ramón. Además, se aconseja realizar investigaciones más extensas en cuanto a la cartografía de frente de montaña en Pirque. Esta información puede ser útil para poder definir de manera más precisa la zona de ruptura referente a todos los tipos de rupturas (B-M, F-S y Sy).

Por otro lado, se proyecta definir una franja de restricción de 380 m de ancho donde se ubica la traza de la Falla San Ramón, delimitada como 120 m hacia el bloque yacente y 260 m hacia el bloque colgante. Esta franja albergaría 3 de cada 4 rupturas superficiales ante una activación de la Falla San Ramón. Por último, la cartografía de detalle de la FSR indica que esta atraviesa sectores urbanizados con viviendas e infraestructura crítica, como también sectores rurales sin urbanizar, por lo tanto debe ser incorporada al Plan Regulador comunal de Pirque para lograr un desarrollo armónico del territorio comunal, en especial de sus centros poblados.

Capítulo 10

Bibliografía

Albacete, A. (2011). Procesamiento de datos LiDAR con ArcGIS Desktop 10 (Trabajo final de Máster en Tecnologías de la información).

Ammirati, J. B., Vargas, G., Rebolledo, S., Abrahami, R., Potin, B., Leyton, F., & Ruiz, S. (2019). The Crustal Seismicity of the Western Andean Thrust (Central Chile, 33°–34° S): Implications for Regional Tectonics and Seismic Hazard in the Santiago Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5), 1985-1999.

Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171 (3), 329-334.

Aránguiz, T (2018). Evolución historiográfica de la exposición de Santiago a la amenaza sísmica de la falla San Ramón y su posible relación con el terremoto del 13 de mayo de 1647 (Tesis de pregrado). Universidad de Chile, Santiago.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2).

Arrowsmith, J. R., & Zielke, O. (2009). Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone from high resolution topography: An example from the Cholame segment. *Geomorphology*, 113(1-2), 70-81.

Audin, L., Hérail, G., Riquelme, R., Darrozes, J., Martinod, J. and Font, E. 2003. Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 18 pp. 681–694. ISSN 0267-8179.

Balfour, N., Cassidy, J., Dosso, S., and Mazzotti, S., 2011, Mapping crustal stress and strain in southwest British Columbia: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 116, B03314, doi: 10.1029/2010JB008003.

Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64(3a), 450-489.

Boncio, P., Liberi, F., Caldarella, M., & Nurminen, F. C. (2018). Width of surface rupture zone for thrust earthquakes: implications for earthquake fault zoning. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(1), 241-256.

Bryant, W. A. and Hart, E. W.: Fault-Rupture Hazard Zones in California, Alquist-Priolo Earthquake Fault Zoning Act With Index to Earthquake Fault Zones Maps, Calif. Geol. Surv., Sacramento, CA, Spec. Pub. 42, Interim Revision 2007, 41 pp., 2007.

Bull, W.B., McFadden, L.D. (1977). *Geomorphology in Arid regions.* (D.O. Doehring, Ed.). Binghamton, State University New York, 115-138.

Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2012). *Tectonic geomorphology.*

Carretier, S., Ritz, J. F., Jackson, J., & Bayasgalan, A. (2002). Morphological dating of cumulative reverse fault scarps: examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. *Geophysical Journal International*, 148(2), 256-277.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 117-139.

Charrier, R y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp 233-242.

Chiba, T., Kaneta, S. I., & Suzuki, Y. (2008). Red relief image map: new visualization method for three dimensional data. *The international archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences*, 37(B2), 1071-1076.

Cisternas, M. (2012). El terremoto de 1647 de Chile central como un evento intraplaca: ¿otra amenaza para Chile metropolitano?. *Revista de Geografía Norte grande*, (53), 23-33.

Compton, R. R., & Compton, R. R. (2016). *Geology in the Field.* New York: Wiley.

Czajkowski, J. L.; Bowman, J. D. (2014) *Faults and earthquakes in Washington State: Washington Division of Geology and Earth Resources Open File Report 2014-05*, 1 sheet, scale 1:750,000

Dohrenwend, J. C. y Parsons, A. J. (2009). Chapter 13 : Pediments in Arid Environment. En A.J. Parsons, A.D. Abrahams (eds.), *Geomorphology of Desert Environments*, 2nd ed., DOI 10.1007/978-1-4020-5719-9 13.

Dong, J. J., Wang, C. D., Lee, C. T., Liao, J. J., & Pan, Y. W. (2004). The influence of surface ruptures on building damage in the 1999 Chi-Chi earthquake: a case study in Fengyuan City. *Engineering Geology*, 71(1-2), 157-179.

Easton, G., Inzulza Contardo, J., Pérez Tello, S., Ejsmentewicz Cáceres, D. & Jiménez Yáñez, C., 2018, ¿Urbanización fallada? La Falla San Ramón como nuevo escenario de riesgo sísmico y la sostenibilidad de Santiago, Chile, *Revista de Urbanismo*, 38, 1-20.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).

Ferrill, D.A., Stamatakos, J.A., Jones, S.M. Rahe, B., McKague, H.L., Martin, R.H. y Morris, A.P. (1996). *Geology*, 24, 559-562.

Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34° S. Tesis de Magíster en Geología. Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 179 p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48-55.

Fu, B., Lin, A., Kano, K. I., Maruyama, T., & Guo, J. (2003). Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China. *Tectonophysics*, 369(1-2), 79-101.

Gana, P., & Wall, R. (1997). Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior- Eoceno en Chile central (33°-33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, 145-163.

Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 707-724.

Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Godoy, E., Ramos, V.A., 2003a. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369, 1-19.

Gledhill, K., Ristau, J., Reyners, M., Fry, B., & Holden, C. (2011). The Darfield (Canterbury, New Zealand) Mw 7.1 Earthquake of September 2010: A Preliminary Seismological Report. *Seismological Research Letters*, 82(3), 378–386. doi:10.1785/gssrl.82.3.378

Glennie, C. L., A. Hinojosa-Corona, E. Nissen, A. Kusari, M. E. Oskin, J. R. Arrowsmith, and A. Borsa (2014), Optimization of legacy lidar data sets for measuring near-field earthquake displacements, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3494–3501, doi:10.1002/2014GL059919.

González, F (2015). Desarrollo metodológico para la construcción de un DEM de alta resolución y aplicación en el análisis morfoestructural de la Cordillera de la Costa entre los

32,25° S y los 32,63° S (Tesis de pregrado) Disponible en Repositorio de la Universidad de Chile.

Hanks, T. C., & Andrews, D. J. (1989). Effect of far-field slope on morphologic dating of scarplike landforms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1), 565-573.

Hanks, T.C., & Kanamori, H., (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348–2350.

Huang, W. J., Chen, W. S., Lee, Y. H., Yang, C. C., Lin, M. L., Chiang, C. S., ... & Lu, S. T. (2016). Insights from heterogeneous structures of the 1999 Mw 7.6 Chi-Chi earthquake thrust termination in and near Chushan excavation site, Central Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(1), 339-364.

Hunter, L., Howle, J., Rose, R., Bawden G. (2011). LiDAR-Assisted Identification of an Active Fault near Truckee, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101 (3), 1162–1181.

Instituto Nacional de Estadísticas (2017). Censo 2017. Santiago, Chile.

Ji, S., S. Sun, Q. Wang, and D. Marcotte (2010). Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle, *J. Geophys. Res.* 115, no. B06314, doi: 10.1029/2009JB007134.

Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Pearson.

Kerr, J., Nathan, S., Van Dissen, R., Webb, P., Brunson, D., and King, A.: Planning for development of land on or close to active faults: a guide to assist resource management planners in New Zealand, Report prepared for the Ministry for the Environment by the Institute of Geological & Nuclear Sciences, Client Report 2002/124, Project Number 440W3301, Wellington, NZ, 2003.

Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curieó. Instituto de Investigaciones Geológicas, 8, 95.

Kurushin, R. A. (Ed.). (1997). The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake (Vol. 320). Geological Society of America.

McCalpin, J. P., & Nelson, A. R. (2009). Introduction to paleoseismology. *International Geophysics*, 95, 1-27.

Menares, S (2018). Caracterización y descripción litológica y geotécnica de sondaje profundo en la Falla San Ramón 8 Tesis de pregrado). Universidad de Chile, Santiago.

Mosher, D.C., Cassidy, J.F., Lowe, C., Mi, Y., Hyndman, R.D., Rogers, G.C., and Fisher, M., (2000). Neotectonics in the Strait of Georgia: First tentative correlation of seismicity with shallow geological structure in southwestern British Columbia. *Current Research*, p. A22.

Mpodosis, C., Ramos, V. A., Ericksen, G. E., Cañas, M. T., & Reinemund, J. A. (1990).

Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources, 11. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources.

Naranjo, J. A., & Varela, J. (1996). Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago, el 3 de mayo de 1993 (No. 47). Servicio Nacional de Geología y Minería.

Nissen, E., Maruyama, T., Arrowsmith, J., Elliott, J., Krishnan, A., Oskin, M., Saripalli, S. (2014). Coseismic fault zone deformation revealed with differential lidar: Examples from Japanese Mw~7 intraplate earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 405 (2014), 244-256.

Nyström, J., Vergara, M., Morata, D., & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15'–33° 45' S). *GSA Bulletin*, 1523-1537.

Oskin, M. E., Arrowsmith, J. R., Corona, A. H., Elliott, A. J., Fletcher, J. M., Fielding, E. J., ... & Teran, O. J. (2012). Near-field deformation from the El Mayor–Cucapah earthquake revealed by differential LIDAR. *Science*, 335(6069), 702-705.

Passalacqua, P., Belmont, P., Staley, D. M., Simley, J. D., Arrowsmith, J. R., Bode, C. A., Crosby, C., DeLong, S., Glenn, Nancy., Kelly, S., Lague, D., Sangireddy, H., Schaffrath, K., Tarboton, David., Wasklewicz, T. & Wheaton, J. M. (2015). Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: A review. *Earth-Science Reviews*, 148, 174-193.

Quigley, M., Van Dissen, R., Litchfield, N., Villamor, P., Duffy, B., Barrell, D., Furlong, K., Stahl, T., Bilderback, E., and Noble, D., (2012). Surface rupture during the 2010 MW 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake: Implications for fault rupture dynamics and seismic-hazard analysis. *Geology*, 40 (1), 55–58.

Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Rauld, R. (2011). Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Rockwell, T., Lindvall, S., Herzberg, M., Murbach, D., Dawson, T., and Berger, G., (2000). Paleoseismology of the Johnson Valley, Kickapoo, and Homestead Valley faults: Clustering of earthquakes in the eastern California shear zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90 (5), 1200–1236.

Rogers, G.C., (1988). An assessment of the megathrust earthquake potential of the Cascadia subduction zone. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25 (6), 844–852.

Ruíz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733, 37-56.

Saavedra, C (2019). MORFOTECTÓNICA DE LA ZONA COSTERA DE CHILE CEN-

TRAL (32^o-33^oS) MEDIANTE ANÁLISIS NÚMÉRICO DE TERRENO. Tesis de Magíster en Geología (no publicada). Universidad de Chile, Santiago.

Salisbury, J., Rockwell, T., Middleton, T., Hudnut k. (2012). LiDAR and Field Observations of Slip Distribution for the Most Recent Surface Ruptures along the Central San Jacinto Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102 (2), 598–619.

Schmidt, S., Hetzel, R., Mingorance, F., & Ramos, V. A. (2011). Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (~ 33^o S). *Tectonics*, 30(5).

Schwartz, M. (Ed.). (2006). *Encyclopedia of coastal science*. Springer Science & Business Media.

Schwartz, D., and Coppersmith, K., 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5681–5698.

Sellés, D., & Gana, P. (2001). Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: región metropolitana de Santiago y del Libertador general Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Shan, J., & Toth, C. K. (2018). *Topographic laser ranging and scanning: principles and processing*. CRC press.

Shaoping, C., Guizhi, Y. (1999). *Journal of Balkan Geophysical Society*, 2, 46-62.

Tassara, A., Yáñez, G., 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°S-47°SS). *Revista Geológica de Chile*, 30 (2), 159-186.

Technical Commission for Seismic Microzonation: Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), versione 1.0, Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Rome, 55 pp., 2015 (in Italian).

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile (29), 21.

Troncoso Castro, M. (2014). Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la depresión Los Andes-San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso. Tesis de magister, Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Valderas bermejo, M. (2019). Geodiseño y modelamiento LiDAR de la Falla San Ramón como herramienta de planificación urbana en zonas de georriesgo. Memoria de Título, Universidad de Santiago, Santiago de Chile

Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R. & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42 (12), 1083-1086.

Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J. C., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 86-95.

Wall, R., Selles, D., & Gana, P. (1999). Mapa geológico del área de Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. *Mapas Geológicos*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

Wallace, R. E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1267-1281.

Wallace, R. E. (1978). Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *J. Res. US Geol. Surv.*, 6(5), 637-650.

Apéndice A

Anexo: Resumen de características observadas en perfiles.

Los acrónimos utilizados en la Capítulo Anexos son los siguientes:

- NO: No se Observa Rasgo.
- EF: Escarpe de Falla.
- EFIA: Escarpe de Falla con Influencia Antropogénica
- Ab: Abombamiento.
- CPCL: Cambio de pendiente de campo lejano.

Anexo A: Resumen de características observadas en perfiles.

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
1	NO	-	-	-	-
2	NO	-	-	-	-
3	NO	-	-	-	-
4	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
5	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
6	NO	-	-	-	-
7	NO	-	-	-	-
8	NO	-	-	-	-
9	NO	-	-	-	-
10	NO	-	-	-	-
11	NO	-	-	-	-
12	NO	-	-	-	-
13	NO	-	-	-	-
14	NO	-	-	-	-
15	EF	4,6	17,3	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
16	EF	4,1	11,6	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
17	EF	2,7	11,0	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
18	EF	4,4	8,5	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
19	EF	3,2	9,0	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
20	EF	6,0	8,3	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
21	EF	1,8	11,0	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
22	EF	5,2	10,3	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
23	EF	1,6	7,4	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
24	EF	1,1	6,4	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
25	EF	1,4	6,3	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
26	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
27	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
28	NO	-	-	-	-
29	NO	-	-	-	-
30	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
31	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
32	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
33	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
34	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
35	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
36	AB	-	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
37	EFIA	1,8	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
38	EFIA	1,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
39	EFIA	1,6	-	Qfa(1)	Pleisto. Sup.-Holoceno
40	NO	-	-	-	-
41	NO	-	-	-	-
42	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
43	NO	-	-	-	-
44	EFIA	1,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
45	EFIA	2,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
46	EFIA	2,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
47	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
48	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
49	EFIA	4,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
50	EFIA	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
51	EFIA	2,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
52	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
53	EFIA	1,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
54	EFIA	2,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
55	EFIA	1,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
56	EFIA	0,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
57	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
58	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
59	EFIA	10,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
60	EFIA	4,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
61	EFIA	0,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
62	EFIA	1,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
63	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
64	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
65	EFIA	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
66	EFIA	2,0	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
67	EFIA	0,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
68	EFIA	0,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
69	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
70	EFIA	0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
71	EFIA	0,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
72	EFIA	0,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
73	EFIA	0,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
74	EFIA	0,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
75	EFIA	0,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
76	EFIA	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
77	EFIA	0,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
78	EFIA	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
79	NO	-	-	-	-
80	NO	-	-	-	-
81	NO	-	-	-	-
82	NO	-	-	-	-
83	NO	-	-	-	-
84	EFIA	1,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
85	NO	-	-	-	-
86	NO	-	-	-	-
87	NO	-	-	-	-
88	EFIA	0,25	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
89	NO	-	-	-	-
90	EFIA	1,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
91	NO	-	-	-	-
92	NO	-	-	-	-
93	NO	-	-	-	-
94	NO	-	-	-	-
95	EFIA	0,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
96	EFIA	1,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
97	EFIA	0,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
98	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
99	EFIA	0,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
100	EFIA	0,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
101	EFIA	1,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
102	EFIA	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
103	EFIA	1,0	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
104	EFIA	1,1	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
105	NO	-	-	-	-
106	EFIA	1,7	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
107	EFIA	1,2	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
108	NO	-	-	-	-
109	NO	-	-	-	-
110	NO	-	-	-	-
111	NO	-	-	-	-

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
112	NO	-	-	-	-
113	EFIA	0,7	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
114	EFIA	0,9	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
115	EFIA	0,9	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
116	NO	-	-	-	-
117	EFIA	0,9	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
118	EFIA	3,4	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
119	NO	-	-	-	-
120	NO	-	-	-	-
121	EFIA	3,6	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
122	NO	-	-	-	-
123	NO	-	-	-	-
124	AB	-	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
125	AB	-	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
126	AB	-	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
127	AB	-	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
128	NO	-	-	-	-
129	NO	-	-	-	-
130	AB	-	-	Qacl	Pleisto. Med- Sup.
131	NO	-	-	-	-
132	NO	-	-	-	-
133	NO	-	-	-	-
134	NO	-	-	-	-
135	NO	-	-	-	-
136	NO	-	-	-	-
137	NO	-	-	-	-
138	NO	-	-	-	-
139	NO	-	-	-	-
140	NO	-	-	-	-
141	NO	-	-	-	-
142	NO	-	-	-	-
143	NO	-	-	-	-
144	NO	-	-	-	-
145	NO	-	-	-	-
146	NO	-	-	-	-
147	NO	-	-	-	-
148	NO	-	-	-	-

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
149	NO	-	-	-	-
150	NO	-	-	-	-
151	NO	-	-	-	-
152	NO	-	-	-	-
153	NO	-	-	-	-
154	NO	-	-	-	-
155	NO	-	-	-	-
156	NO	-	-	-	-
157	NO	-	-	-	-
158	NO	-	-	-	-
159	NO	-	-	-	-
160	EF	0,5	8,7	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
161	NO	-	-	-	-
162	NO	-	-	-	-
163	NO	-	-	-	-
164	NO	-	-	-	-
165	NO	-	-	-	-
166	NO	-	-	-	-
167	NO	-	-	-	-
168	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
169	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
170	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
171	EF	0,8	9,2	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
172	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
173	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
174	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
175	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
176	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
177	NO	-	-	-	-
178	NO	-	-	-	-
179	NO	-	-	-	-
180	NO	-	-	-	-
181	NO	-	-	-	-
182	NO	-	-	-	-
183	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
184	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
185	EFIA	6,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
186	EFIA	4,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
187	EFIA	7,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
188	EFIA	6,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
189	EFIA	6,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
190	EFIA	4,7	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
191	EFIA	3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
192	EFIA	8,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
193	EFIA	5,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
194	EFIA	9,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
195	EFIA	4,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
196	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
197	EFIA	5,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
198	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
199	NO	-	-	-	-
200	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
201	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
202	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
203	EFIA	7,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
204	EFIA y EFIA	2,5 y 3,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
205	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
206	EFIA	3,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
207	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
208	EFIA	1,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
209	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
210	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
211	EFIA	1,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
212	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
213	NO	-	-	-	-
214	EFIA	1,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
215	NO	-	-	-	-
216	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
217	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
218	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
219	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
220	EFIA	1,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
221	EFIA	0,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
222	EFIA	0,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
223	EFIA	0,8	-	Qap	Pleisto. Med.-Sup.
224	EFIA	8,6	-	Qap	Pleisto. Med.-Sup.
225	EFIA	15	-	Qap	Pleisto. Med.-Sup.
226	EFIA	14,2	-	Qap	Pleisto. Med.-Sup.
227	EFIA	5,8	-	Qap	Pleisto. Med.-Sup.
228	EFIA	3,8	-	Qap	Pleisto. Med.-Sup.
229	EFIA	5,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
230	EFIA	9,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
231	NO	-	-	-	-
232	NO	-	-	-	-
233	EFIA	0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
234	EFIA	1,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
235	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
236	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
237	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
238	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
239	EFIA	0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
240	EFIA	0,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
241	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
242	NO	-	-	-	-
243	NO	-	-	-	-
244	NO	-	-	-	-
245	NO	-	-	-	-
246	NO	-	-	-	-
247	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
248	NO	-	-	-	-
249	NO	-	-	-	-
250	NO	-	-	-	-
251	NO	-	-	-	-
252	NO	-	-	-	-
253	NO	-	-	-	-
254	NO	-	-	-	-
255	NO	-	-	-	-
256	EF	3,6	10,1	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
257	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
258	NO	-	-	-	-
259	NO	-	-	-	-

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
260	EF	1,3	10,9	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
261	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
262	EF	1,9	11,2	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
263	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
264	NO	-	-	-	-
265	NO	-	-	-	-
266	NO	-	-	-	-
267	NO	-	-	-	-
268	NO	-	-	-	-
269	EFIA y CPCL	0,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
270	EFIA y EFIA	1,8 y 2,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
271	EFIA	0,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
272	EFIA	0,7	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
273	EFIA	0,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
274	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
275	NO	-	-	-	-
276	EFIA y AB	1,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
277	AB y CPCL	0,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
278	EFIA y AB	0,7	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
279	EFIA y AB	1,0	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
280	EFIA y AB	0,9	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
281	EFIA	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
282	EFIA y AB	0,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
283	AB y CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
284	AB y CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
285	EFIA y AB	0,6	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
286	AB y CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
287	AB y CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
288	EFIA y CPCL	0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
289	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
290	EFIA y EFIA	0,6 y 0,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
291	EFIA y CPCL	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
292	EFIA y CPCL	6,0	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
293	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
294	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
295	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
296	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
297	EFIA	0,7	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
298	NO	-	-	-	-
299	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
300	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
301	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
302	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
303	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
304	AB y CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
305	EFIA	1,0	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
306	CPCL	1,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
307	CPCL, EFIA y AB	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
308	EFIA	1,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
309	EFIA y CPCL	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
310	EFIA y AB	0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
311	EFIA y EFIA	0,5 y 0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
312	EFIA y EFIA	0,4 y 0,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
313	EFIA y EFIA	0,9 y 0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
314	EFIA	0,3	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
315	EFIA	0,8	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
316	NO	-	-	-	-
317	EFIA	1,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
318	EFIA y EFIA	2,8 y 1,0	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
319	AB	-	-	Mglo	Mioceno Inf.
320	AB	-	-	Mglo	Mioceno Inf.
321	CPCL y AB	-	-	Mglo	Mioceno Inf.
322	CPCL	-	-	Mglo	Mioceno Inf.
323	CPCL	-	-	Mglo	Mioceno Inf.
324	EFIA	0,2	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
325	CPCL	-	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
326	EFIA	1,5	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
327	EFIA	0,7	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
328	EFIA	0,3	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
329	EFIA	0,3	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
330	CPCL	-	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
331	CPCL	-	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
332	CPCL	-	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.
333	EFIA	2,0	-	Qamp	Pleisto. Med.- Sup.

Nº perfil	Categoría	Offset [m]	θ_s °	Tipo depósito afectado	Edad del depósito
334	EFIA	0,7	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
335	NO	-	-	-	-
336	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
337	AB	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
338	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
339	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
340	CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
341	AB y CPCL	-	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
342	EFIA	1,0	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
343	CPCL	1,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
344	CPCL, EFIA y AB	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
345	EFIA	1,2	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
346	EFIA y CPCL	0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
347	EFIA y AB	0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
348	EFIA y EFIA	0,5 y 0,5	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
349	EFIA y EFIA	0,4 y 0,1	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno
350	EFIA y EFIA	0,9 y 0,4	-	Qap	Pleisto. Sup.-Holoceno

Apéndice B

Anexo: Base de datos escarpes identificados y seleccionados.

Nº perfil	Coordenada E Techo	Coordenada N Techo	Techo	Coordenada E Base	Coordenada N Base	Base	Tipo de escarpe
15	357138.4	6263042.5	838.8	357112.6	6263042.3	833.2	EF
16	357154.1	6263091.2	838.0	357123.0	6263090.9	833.3	EF
17	357141.6	6263140.9	835.0	357120.8	6263140.6	831.8	EF
18	357139.7	6263189.1	831.3	357125.7	6263188.9	829.7	EF
19	357166.0	6263242.1	832.3	357123.0	6263241.5	827.2	EF
20	357192.6	6263291.1	832.2	357136.5	6263290.3	825.9	EF
21	357179.0	6263340.7	827.8	357167.1	6263340.4	825.9	EF
22	357205.9	6263392.3	828.3	357179.0	6263391.9	824.2	EF
23	357208.3	6263442.3	826.0	357190.4	6263442.3	823.9	EF
24	357215.7	6263487.6	824.2	357199.6	6263487.2	822.4	EF
25	357212.0	6263541.0	821.6	357196.8	6263540.6	820.3	EF
37	357188.7	6264135.0	794.1	357166.5	6264134.5	792.3	EFIA
38	357195.3	6264184.1	791.6	357167.5	6264183.3	789.8	EFIA
39	357187.9	6264237.4	788.1	357153.2	6264236.4	786.4	EFIA
44	357382.0	6264488.1	783.8	357330.2	6264488.0	780.4	EFIA
45	357387.2	6264538.3	782.5	357351.6	6264538.3	779.6	EFIA
46	357400.6	6264586.3	779.5	357364.9	6264586.1	776.8	EFIA
49	357458.8	6264736.3	777.2	357377.2	6264736.0	771.5	EFIA
50	357479.0	6264783.0	776.0	358708.4	6272948.4	746.4	EFIA
51	357495.3	6264832.2	774.5	358710.3	6273000.6	746.7	EFIA
53	357517.7	6264922.0	770.8	357449.4	6264783.1	774.0	EFIA
54	357611.8	6264975.8	772.7	357475.4	6264832.4	773.2	EFIA
55	357608.4	6265025.3	767.9	357505.4	6264922.3	769.8	EFIA
56	357648.4	6265075.1	767.8	358715.7	6273049.0	747.8	EFIA
59	357824.1	6265223.2	775.2	358555.8	6273201.9	737.0	EFIA
60	357803.4	6265262.4	768.7	358590.7	6273252.7	739.5	EFIA
61	357694.9	6265309.5	761.5	358552.9	6273100.6	736.2	EFIA
62	357698.8	6265352.3	761.0	358565.8	6273148.4	736.8	EFIA
65	357684.6	6265496.9	755.42	357550.9	6264975.4	767.6	EFIA
66	357685.0	6265545.7	755.0	357595.8	6265025.2	766.5	EFIA
67	357705.8	6265589.1	755.6	357619.0	6265074.3	765.6	EFIA

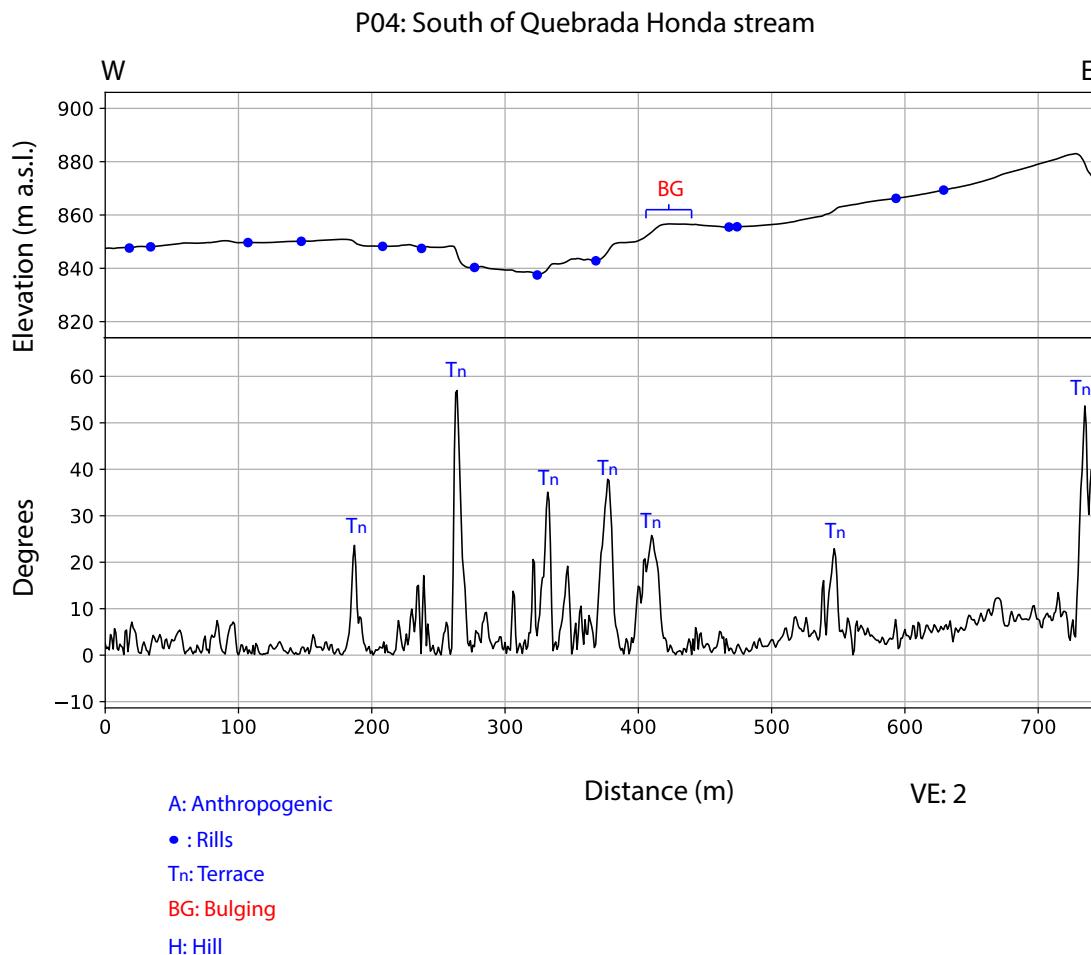
Nº perfil	Coordenada E Techo	Coordenada N Techo	Techo	Coordenada E Base	Coordenada N Base	Base	Tipo de escarpe
78	357833.6	6266130.6	749.7	358720.9	6273349.7	748.0	EFIA
84	357776.6	6266423.2	748.1	357717.2	6265735.9	752.0	EFIA
88	357767.1	6266624.4	749.4	357719.3	6265784.2	751.1	EFIA
90	357751.4	6266719.4	749.8	357738.1	6265834.1	750.9	EFIA
95	357772.5	6266968.0	748.8	357759.8	6265883.2	750.9	EFIA
96	357761.0	6267015.2	749.4	357775.9	6265934.4	750.5	EFIA
97	357786.9	6267068.0	749.1	357790.1	6265984.7	750.5	EFIA
99	357801.4	6267162.0	749.4	357797.1	6266035.4	749.8	EFIA
100	357766.8	6267210.0	748.7	357814.6	6266083.6	749.6	EFIA
101	357845.0	6267256.2	750.1	357814.8	6266130.1	749.0	EFIA
102	357812.1	6267300.6	748.6	357755.8	6266422.6	746.9	EFIA
103	357811.3	6267348.2	749.8	357739.5	6266623.9	748.0	EFIA
104	357839.0	6267395.7	749.7	358708.7	6273394.4	749.6	EFIA
106	357898.0	6267487.0	750.7	358686.5	6273549.2	754.8	EFIA
107	357870.8	6267533.2	749.0	357693.3	6266718.1	747.2	EFIA
113	357963.9	6267807.1	750.1	357761.9	6266967.7	748.2	EFIA
114	358013.4	6267851.7	750.6	357739.7	6267014.6	748.1	EFIA
115	358048.6	6267900.7	751.3	358675.7	6273598.9	754.3	EFIA
117	358131.7	6267992.2	752.3	357754.8	6267067.2	747.7	EFIA
118	358121.9	6268038.0	754.6	357765.0	6267161.5	748.2	EFIA
121	358168.0	6268196.5	755.6	357746.2	6267209.7	747.5	EFIA
160	358365.5	6269991.4	757.5	357822.7	6267255.9	749.0	EFIA
171	358432.3	6270536.2	757.6	357771.9	6267300.0	747.2	EFIA
185	358670.2	6271192.2	750.9	358280.6	6275694.7	744.4	EFIA
186	358688.4	6271238.5	750.9	358505.4	6275610.9	756.1	EFIA
187	358703.0	6271287.8	750.5	357772.9	6267347.5	748.0	EFIA
188	358799.9	6271346.4	752.3	357898.0	6277319.0	734.6	EFIA
189	358787.6	6271387.5	749.9	358048.0	6277324.3	744.4	EFIA
190	358699.5	6271439.1	744.8	358029.6	6277366.5	743.1	EFIA
191	358731.7	6271487.1	746.9	358023.6	6277408.0	742.7	EFIA
192	358711.4	6271541.1	748.7	357833.5	6277487.0	732.7	EFIA
193	358620.9	6271587.3	742.3	357946.1	6277488.7	738.2	EFIA
194	358692.5	6271638.2	750.1	357813.3	6277529.7	733.0	EFIA
195	358660.3	6271683.5	750.1	357933.1	6277530.6	738.0	EFIA
197	358640.8	6271783.1	750.8	357768.8	6277784.7	730.1	EFIA
203	358643.5	6272079.0	752.1	357753.4	6277868.9	729.1	EFIA
204	358651.0	6272129.2	751.9	357734.2	6277959.9	731.9	EFIA
204	358422.1	6272134.8	728.7	357743.7	6277911.3	730.9	EFIA
206	358763.4	6272220.9	760.8	357721.7	6278003.7	730.3	EFIA
208	358460.5	6272325.3	731.2	357675.3	6278189.0	729.4	EFIA

Nº perfil	Coordenada E Techo	Coordenada N Techo	Techo	Coordenada E Base	Coordenada N Base	Base	Tipo de escarpe
211	358694.7	6272476.1	751.7	357796.5	6267395.0	748.0	EFIA
214	358736.2	6272604.1	753.5	357829.6	6267486.2	747.4	EFIA
220	358789.4	6272898.0	754.2	357818.8	6267532.6	747.4	EFIA
221	358726.4	6272948.6	748.2	357921.2	6267806.6	748.7	EFIA
222	358727.2	6273000.7	748.4	357961.3	6267850.6	749.5	EFIA
223	358733.7	6273049.4	749.1	357998.8	6267899.3	750.2	EFIA
224	358663.3	6273101.9	750.8	358550.4	6273841.8	749.4	EFIA
225	358723.7	6273151.8	755.3	358544.6	6273883.4	750.4	EFIA
226	358708.5	6273201.7	755.1	358542.4	6274643.2	778.1	EF
227	358709.3	6273252.6	754.5	358530.9	6274843.9	777.5	EF
228	358756.9	6273301.9	754.2	358503.1	6274945.0	774.2	EF
229	358754.4	6273350.3	753.6	358098.2	6267991.1	751.0	EFIA
230	358878.4	6273396.2	769.8	358353.7	6275275.3	757.7	EFIA
233	358727.4	6273549.0	757.9	358476.8	6275331.8	764.7	EFIA
234	358691.8	6273599.2	756.7	358098.7	6268037.2	751.3	EFIA
239	358565.6	6273842.2	750.8	358264.9	6275783.8	741.8	EFIA
240	358564.0	6273884.0	752.3	358274.7	6275741.7	743.2	EFIA
256	358558.5	6274643.7	781.0	358102.1	6268194.2	750.3	EFIA
260	358540.1	6274844.1	779.5	358360.1	6269991.2	756.8	EF
262	358526.8	6274945.1	778.9	358422.9	6270535.9	756.2	EF
269	358382.0	6275275.9	760.0	358023.8	6277036.7	740.6	EFIA
270	358488.6	6275331.8	766.4	358613.6	6271191.7	743.0	EFIA
270	358402.0	6275331.8	760.7	358497.1	6276007.7	745.8	EFIA
271	358372.3	6275377.7	755.5	358192.5	6276125.7	732.3	EFIA
272	358331.6	6275422.8	754.1	358197.0	6276214.1	730.4	EFIA
273	358325.7	6275469.8	753.8	358469.7	6276219.1	743.0	EFIA
276	358526.3	6275611.2	758.1	358597.0	6271238.4	741.1	EFIA
278	358285.4	6275694.8	745.1	358185.3	6276255.2	730.1	EFIA
279	358279.7	6275741.7	743.7	358118.3	6276300.6	728.0	EFIA
280	358270.8	6275783.9	742.3	358136.5	6276542.9	739.1	EFIA
281	358265.9	6275826.5	741.1	358010.2	6276944.0	737.5	EFIA
282	358535.5	6275879.5	745.4	358587.4	6271287.4	739.0	EFIA
285	358502.7	6276007.9	746.7	358558.0	6271341.8	735.2	EFIA
288	358196.4	6276125.8	732.2	358397.3	6275331.8	758.7	EFIA
290	358215.1	6276214.4	731.2	358260.4	6275826.3	740.7	EFIA
290	358472.7	6276219.2	743.3	358557.5	6271383.3	734.8	EFIA
291	358191.4	6276255.3	730.6	358366.8	6275377.7	754.3	EFIA
292	358235.8	6276303.2	733.9	358551.6	6271435.7	733.4	EFIA
297	358143.2	6276543.0	740.7	358532.8	6271483.2	732.1	EFIA
305	358075.3	6276945.4	743.0	358410.0	6271533.5	727.0	EFIA

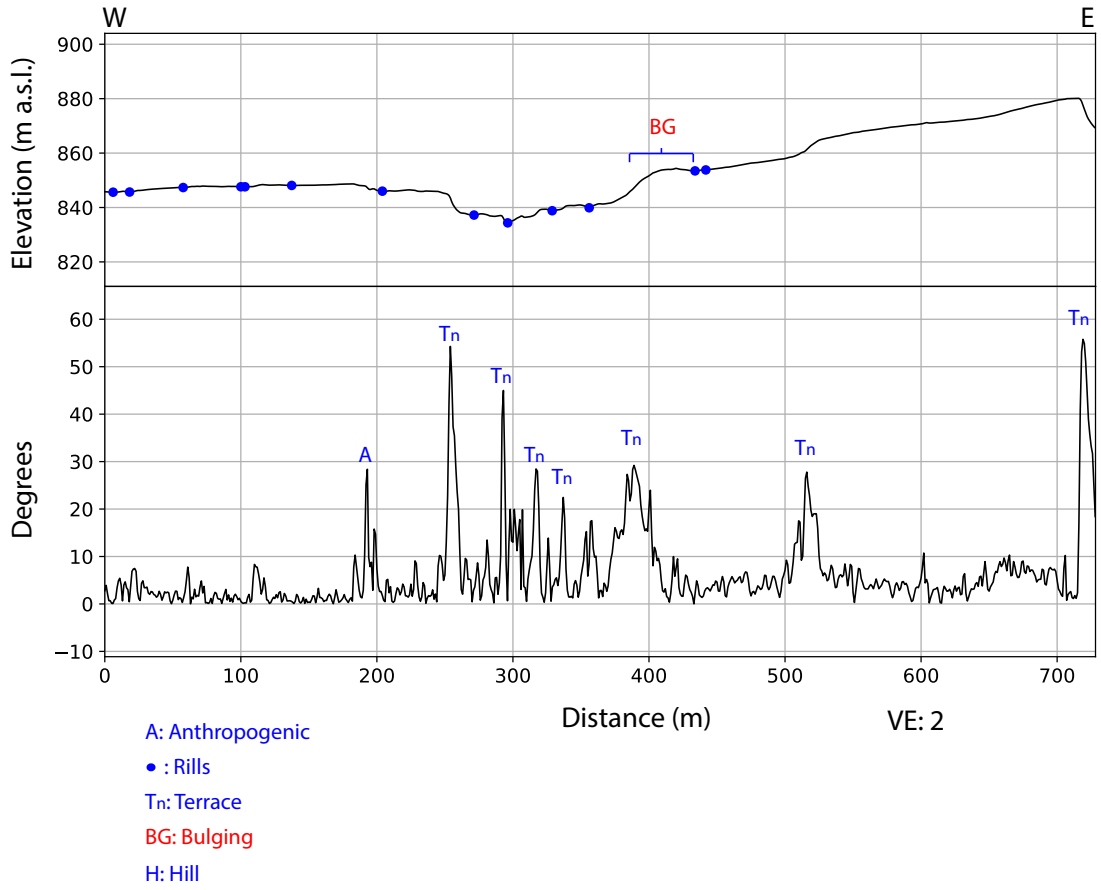
Nº perfil	Coordenada E Techo	Coordenada N Techo	Techo	Coordenada E Base	Coordenada N Base	Base	Tipo de escarpe
311	358047.1	6277037.4	742.6	358447.5	6271633.1	727.4	EFIA
308	358007.4	6277086.9	740.6	358460.8	6271584.0	727.9	EFIA
309	357965.7	6277133.7	739.1	357987.0	6277086.3	738.5	EFIA
310	357909.5	6277177.7	735.9	357943.9	6277133.1	737.3	EFIA
311	357900.5	6277225.1	735.7	357904.2	6277177.5	735.2	EFIA
311	358069.0	6277230.7	744.5	358522.3	6275879.0	743.9	EFIA
312	357904.5	6277272.2	736.0	357877.3	6277224.3	733.9	EFIA
312	358030.3	6277277.5	743.1	358341.0	6271679.5	722.3	EFIA
313	357905.3	6277319.3	735.9	358057.5	6277230.4	743.5	EFIA
313	358064.3	6277324.9	745.7	358524.0	6271780.7	737.4	EFIA
314	358033.5	6277366.6	743.6	358336.1	6272087.2	720.4	EFIA
315	358040.3	6277408.4	744.0	358594.3	6272130.6	744.6	EFIA
317	357856.2	6277487.3	734.6	358326.3	6275422.7	753.2	EFIA
317	357954.8	6277488.8	739.1	357645.3	6278429.9	739.5	EFIA
318	357844.7	6277530.0	735.8	358319.5	6275469.7	753.0	EFIA
318	357960.7	6277530.9	739.8	357553.4	6278626.1	732.8	EFIA
324	357793.7	6277784.8	735.8	358384.2	6272135.7	724.5	EFIA
326	357759.0	6277869.0	731.6	358380.0	6272229.8	725.1	EFIA
327	357748.9	6277911.4	732.0	358342.6	6272326.8	721.6	EFIA
328	357746.6	6277960.0	733.9	358677.8	6272476.3	749.0	EFIA
329	357729.8	6278003.8	731.5	358708.5	6272604.5	749.8	EFIA
333	357699.5	6278189.6	733.4	358752.8	6272898.2	749.5	EFIA
338	357678.0	6278430.5	743.9	357899.4	6277272.0	735.3	EFIA
342	357594.6	6278626.6	736.2	358025.1	6277277.3	742.5	EFIA

Apéndice C

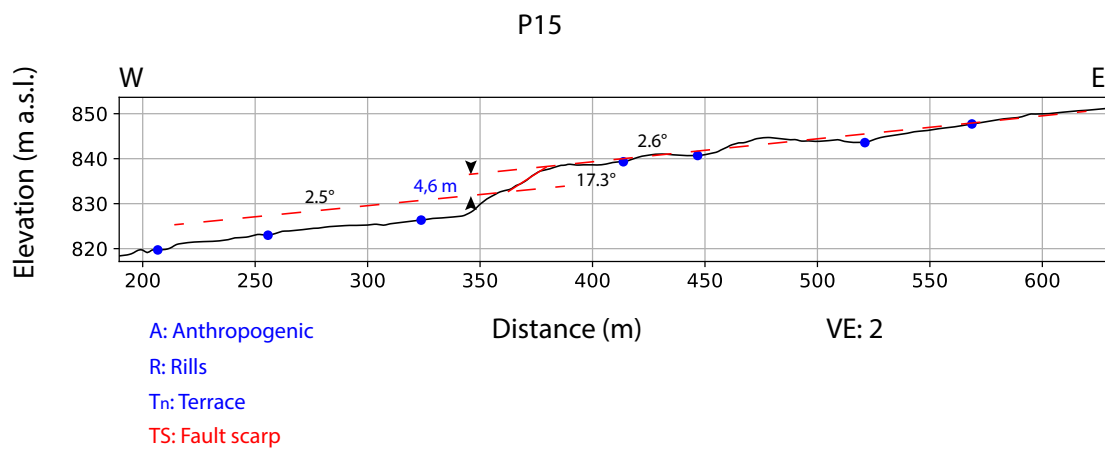
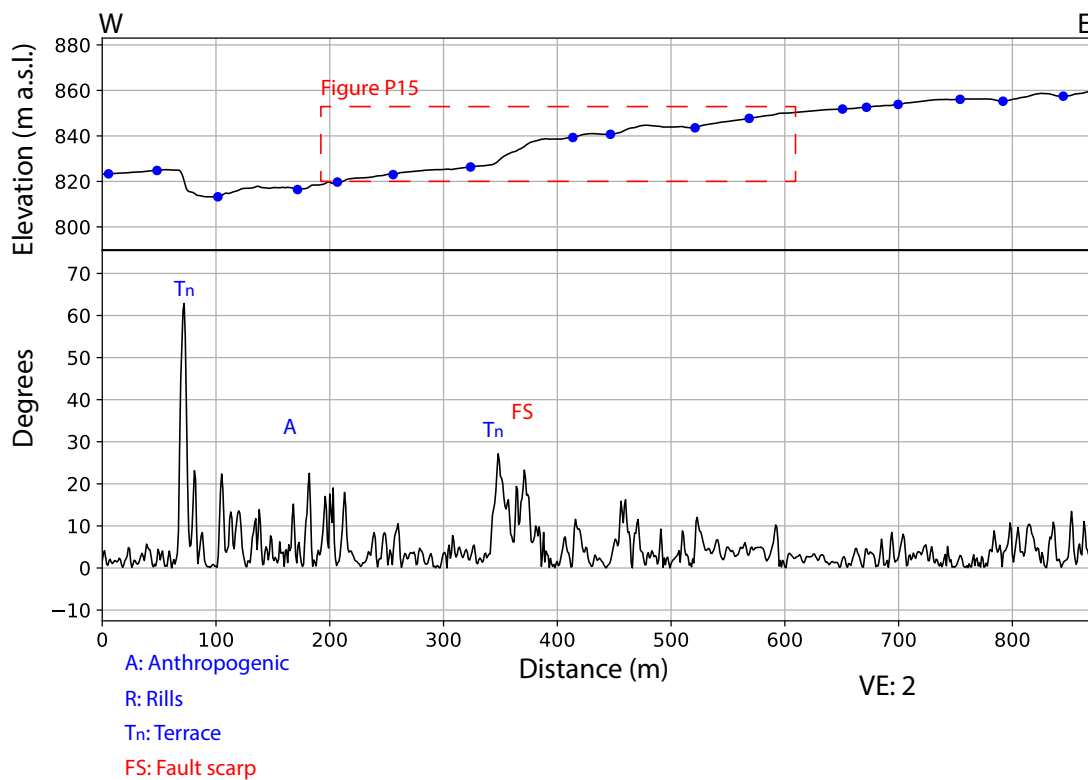
Anexo: Perfiles topográficos donde se observa alguna característica.



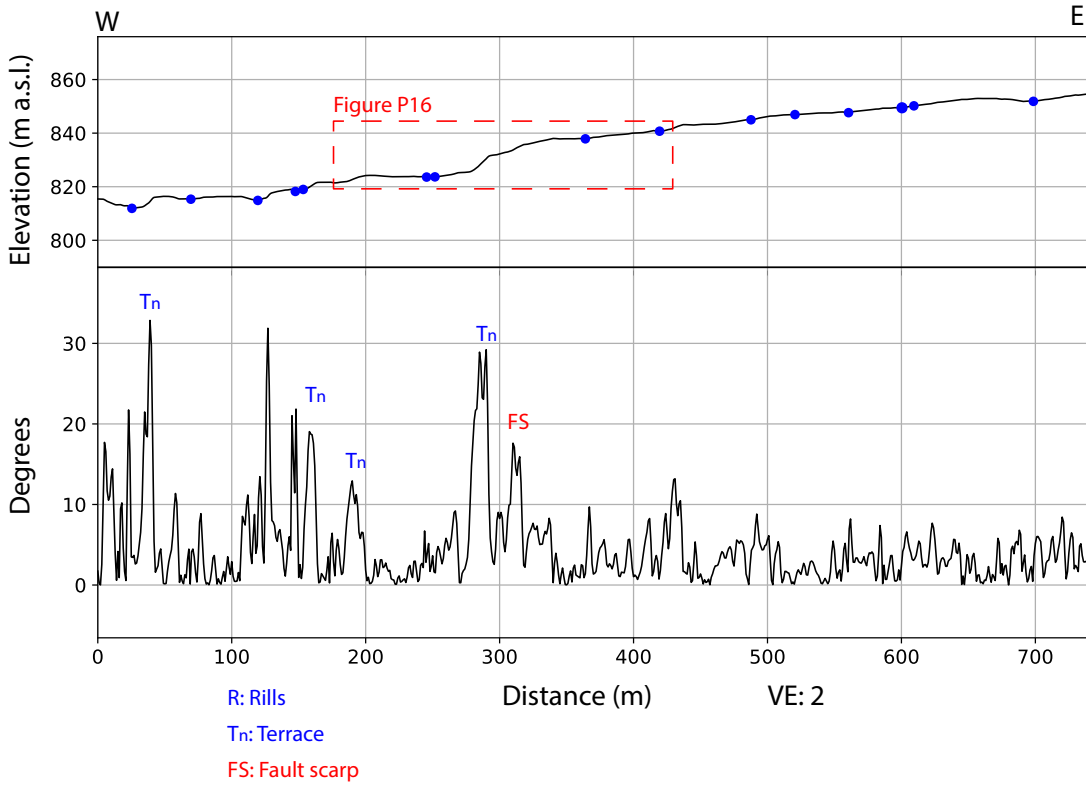
P05: South of Quebrada Honda stream



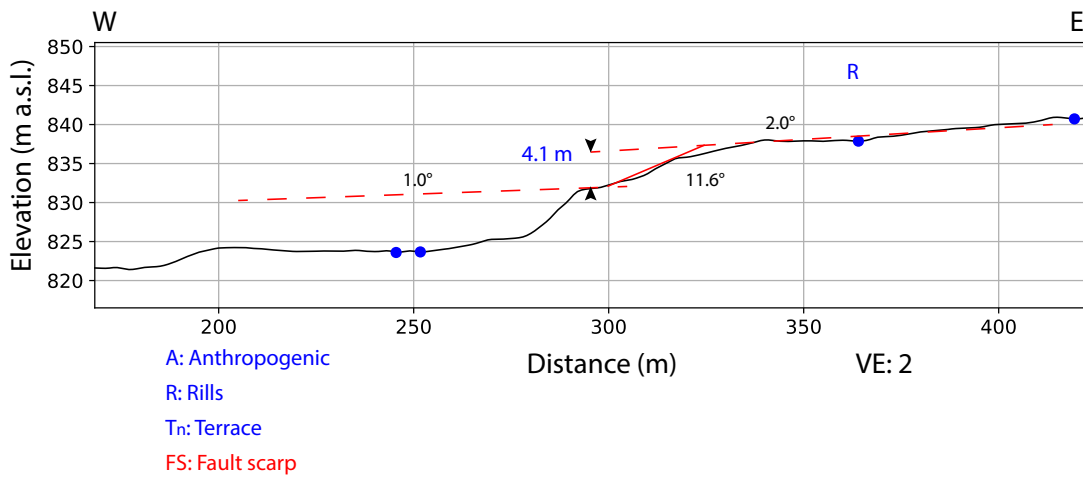
P15: North of Quebrada Honda stream



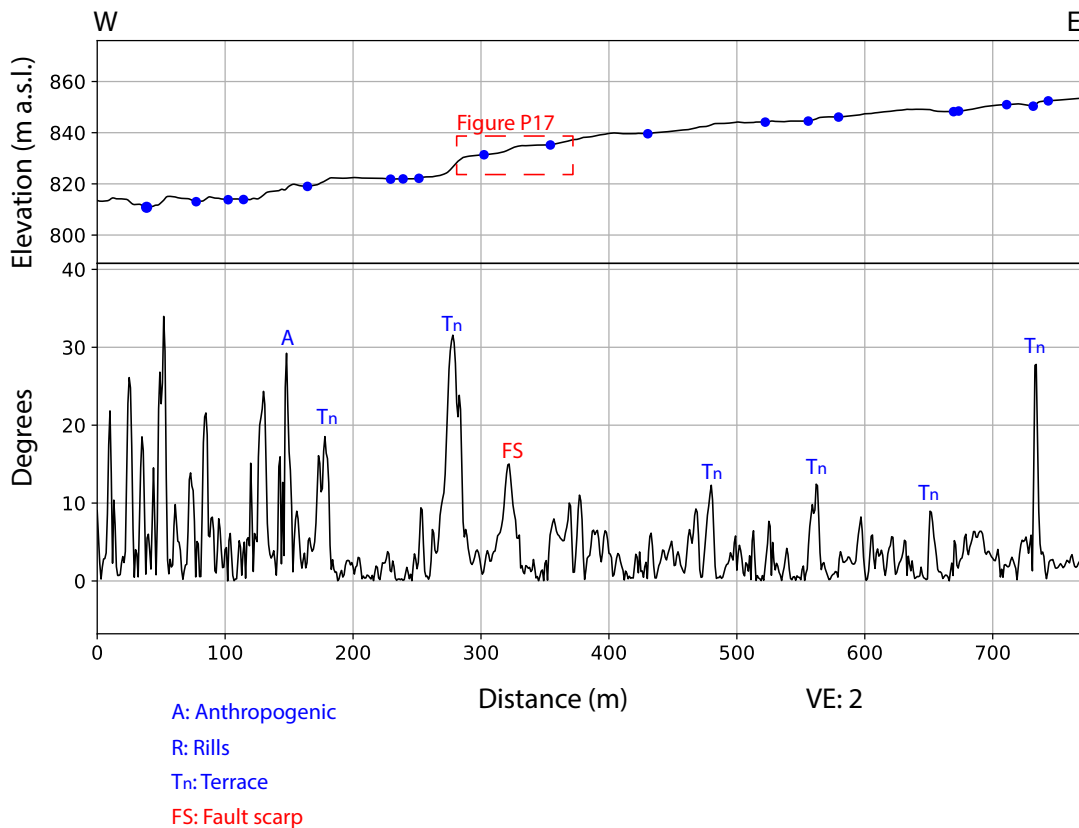
P16: North of Quebrada Honda stream



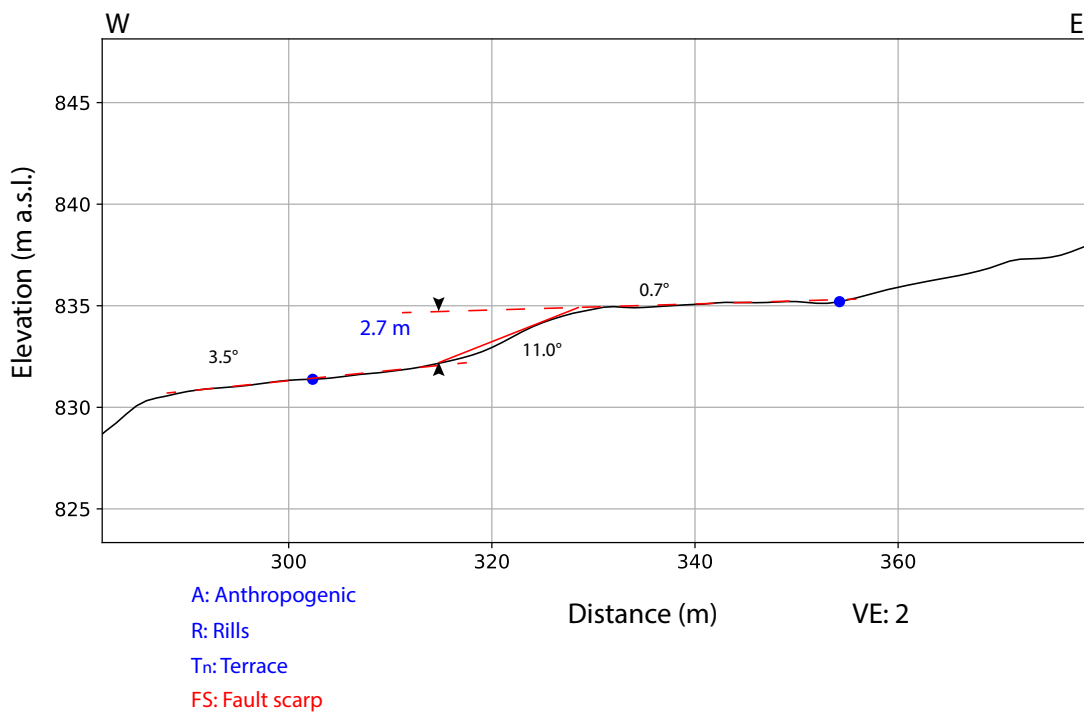
P16



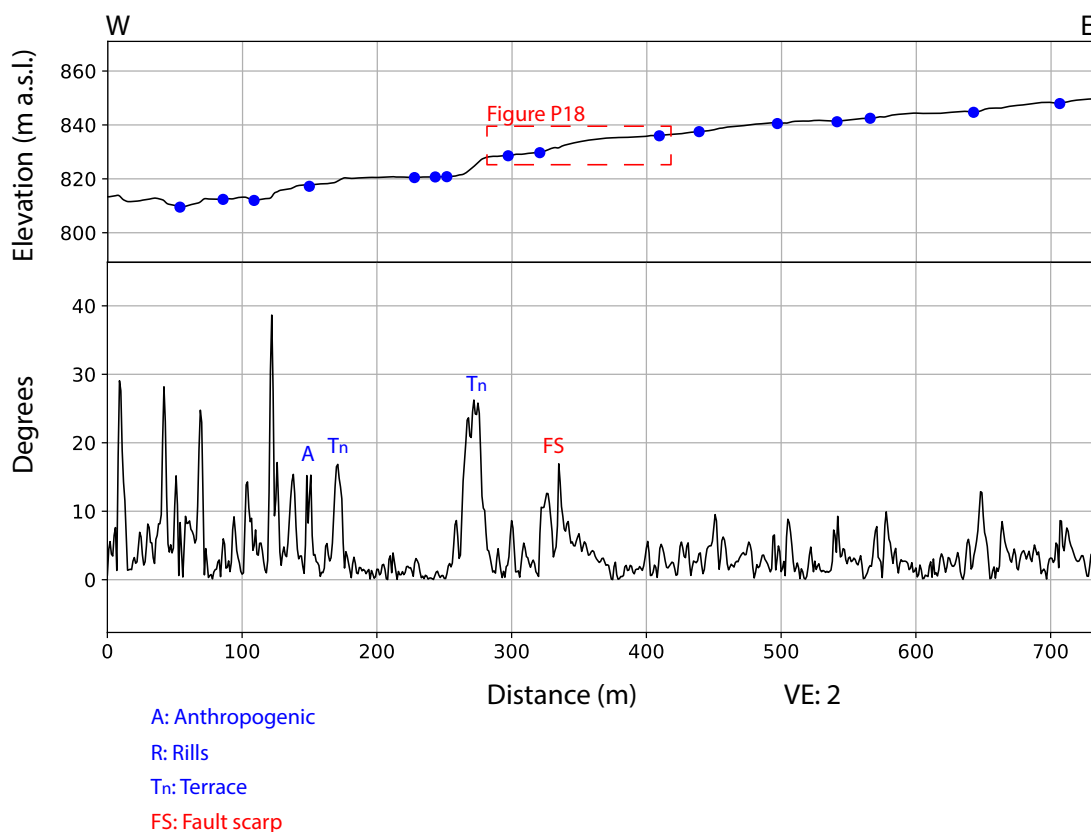
P17: North of Quebrada Honda stream



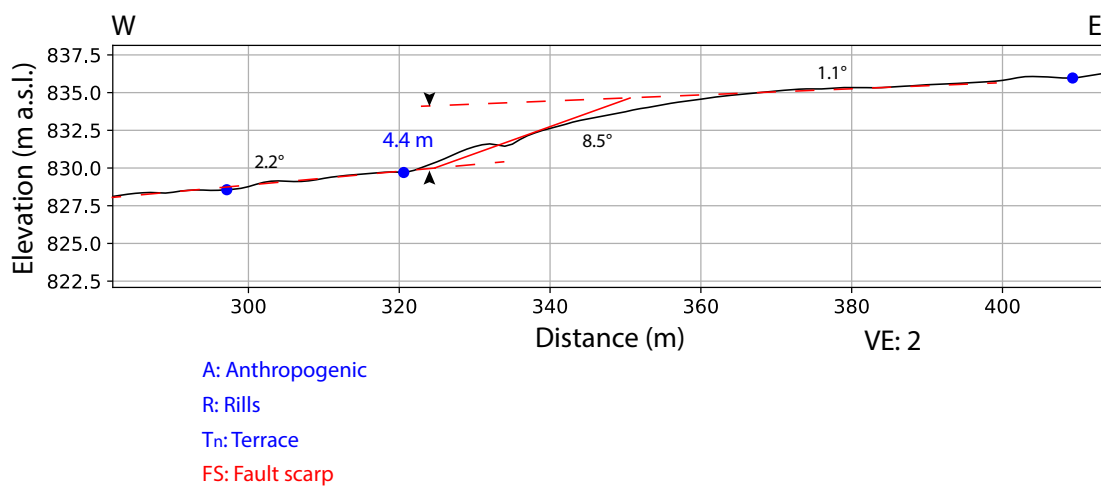
P17



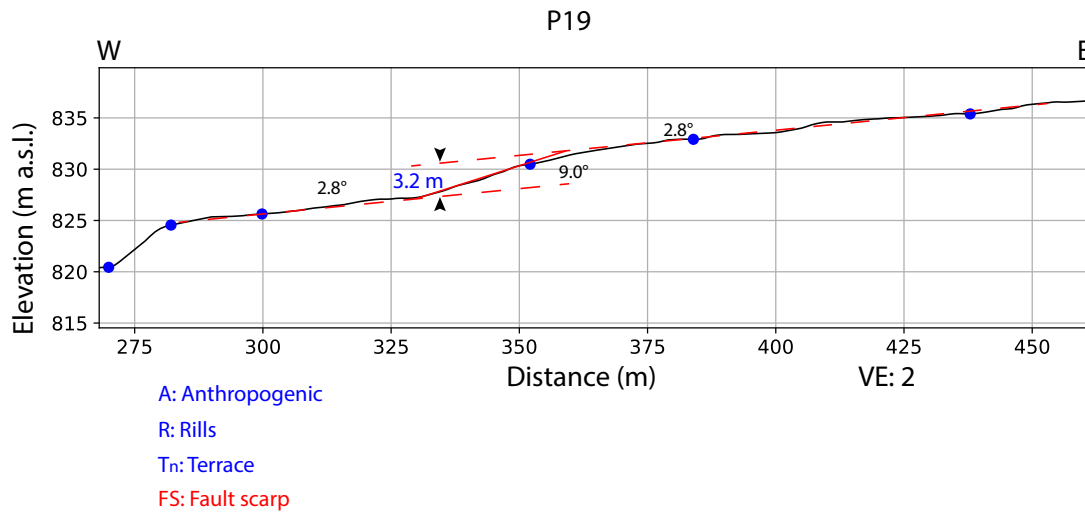
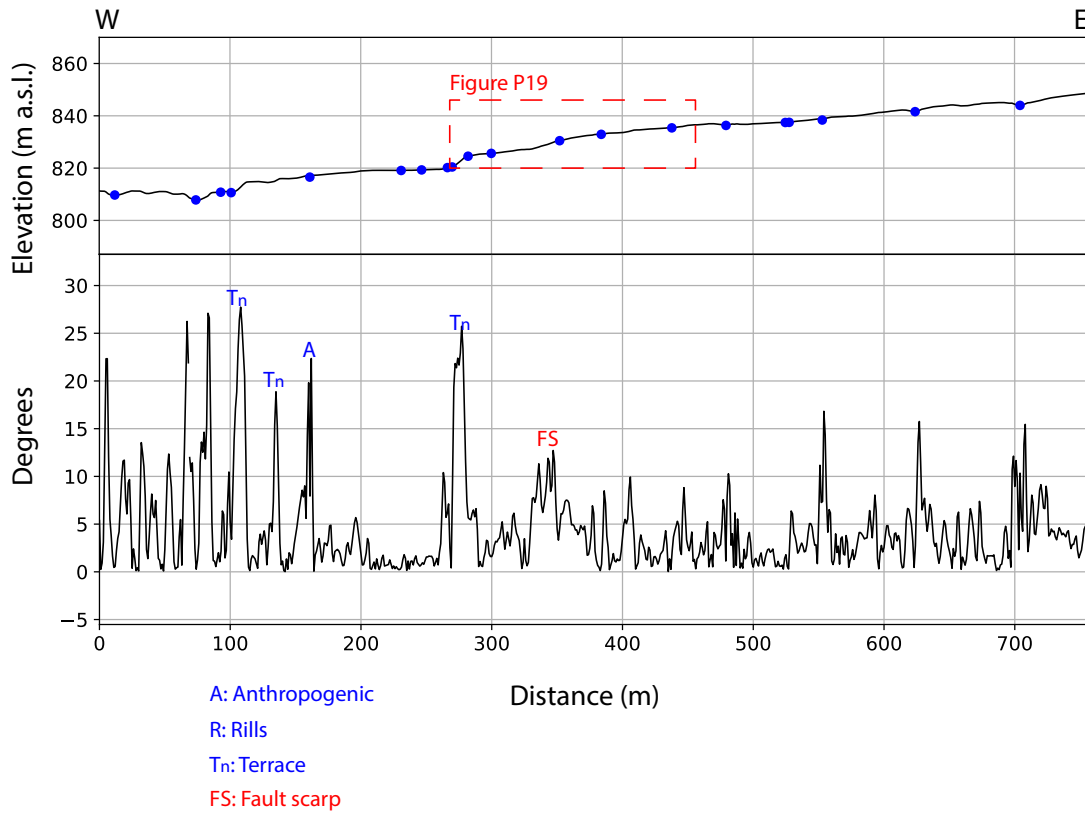
P18: North of Quebrada Honda stream



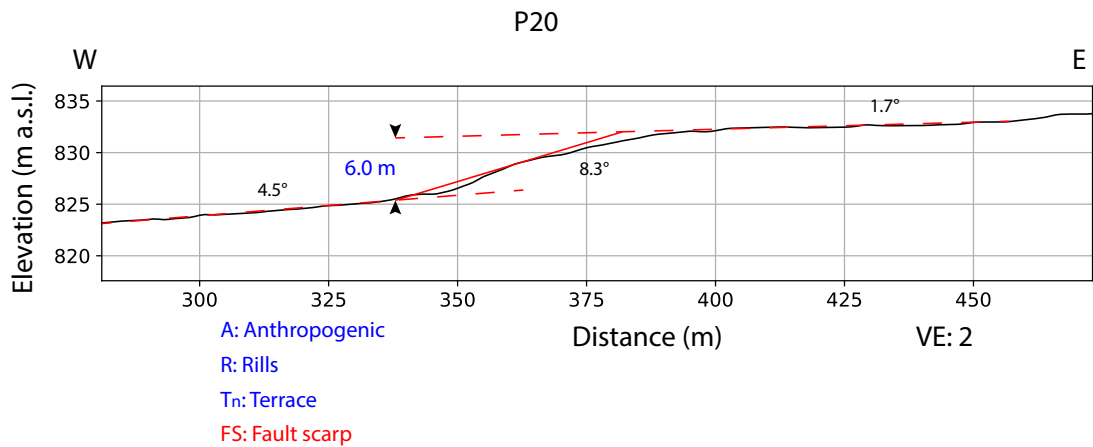
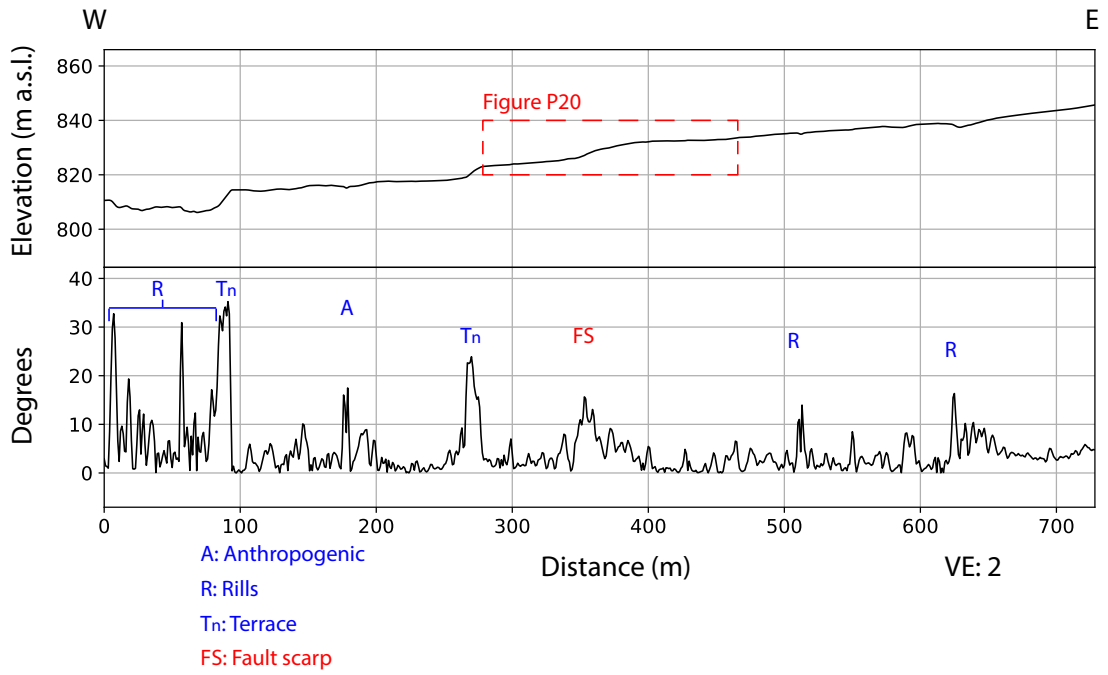
P18



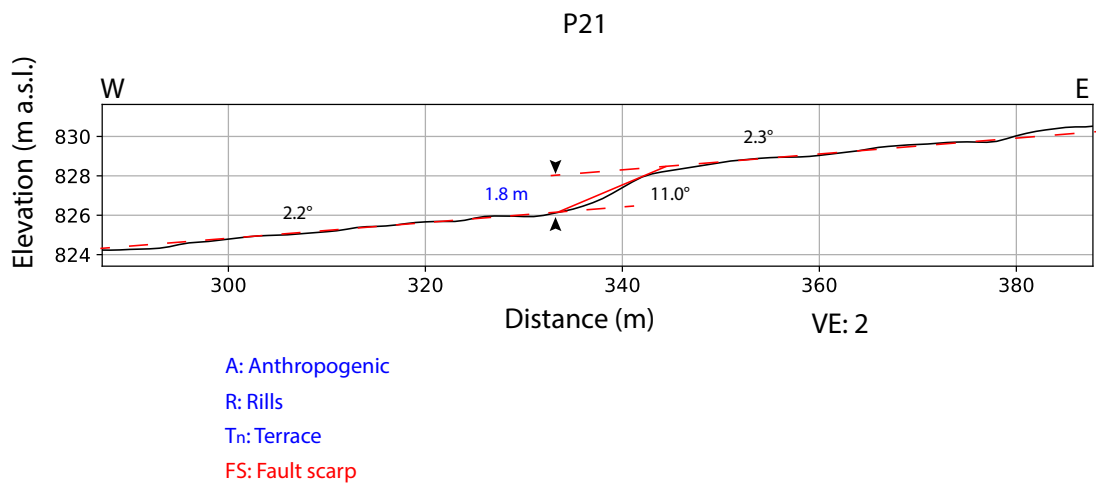
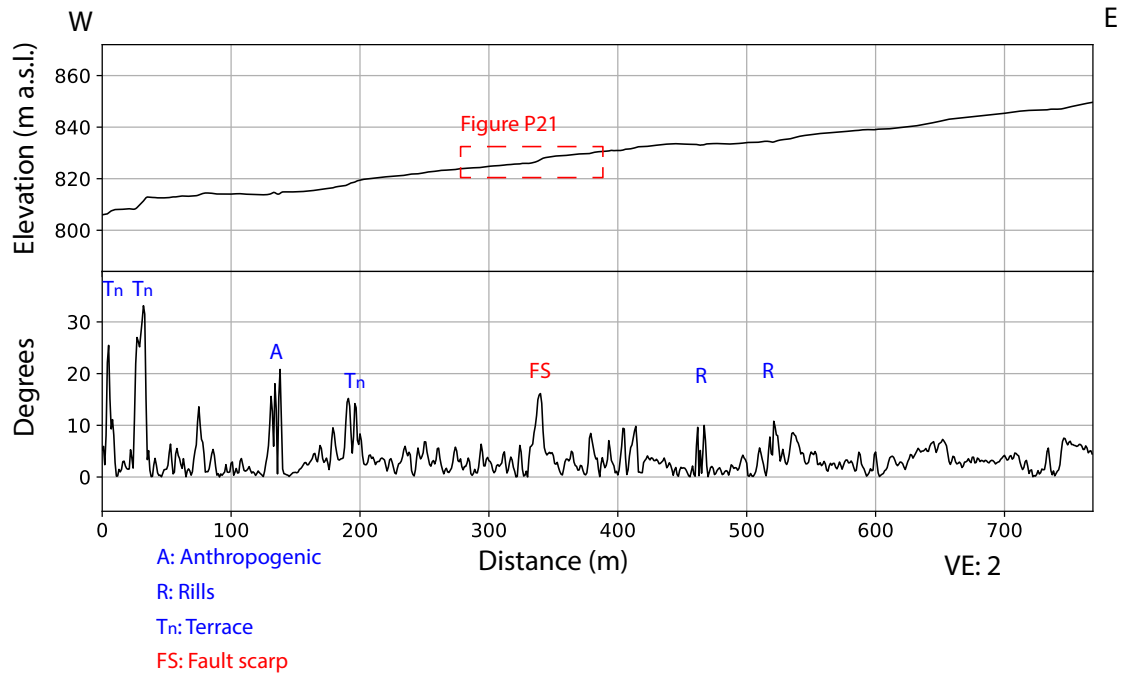
P19: North of Quebrada Honda stream



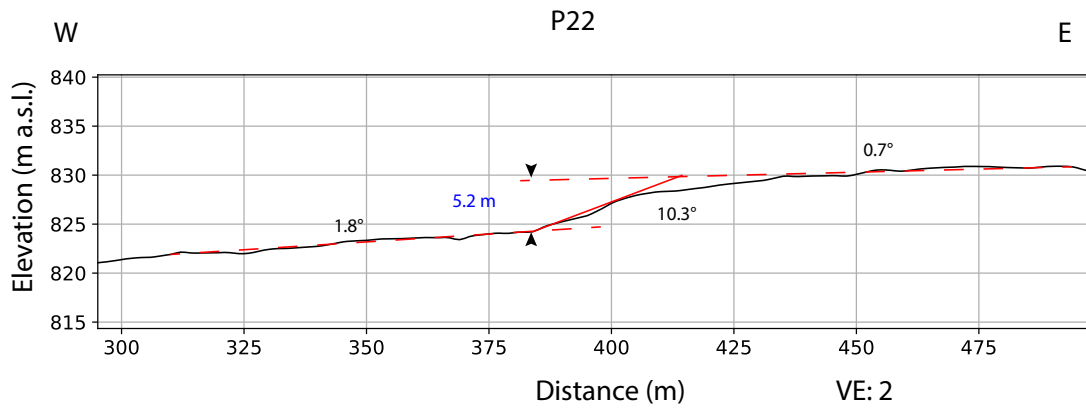
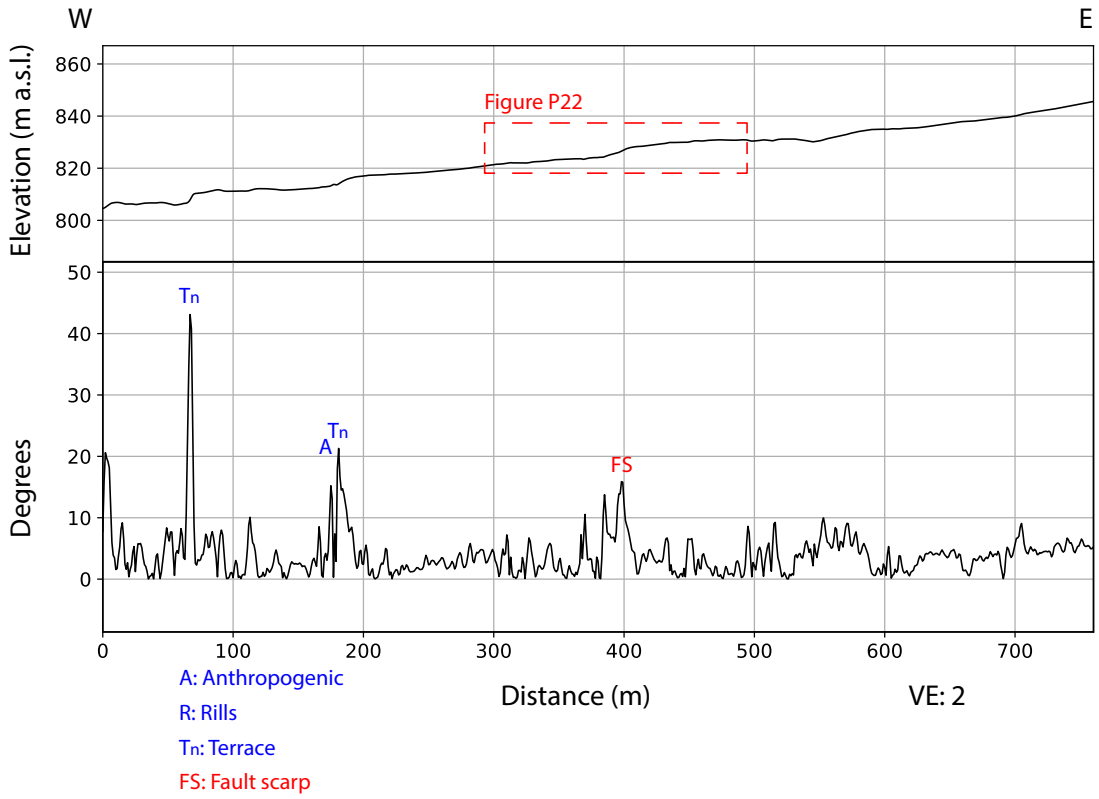
P20: North of Quebrada Honda stream

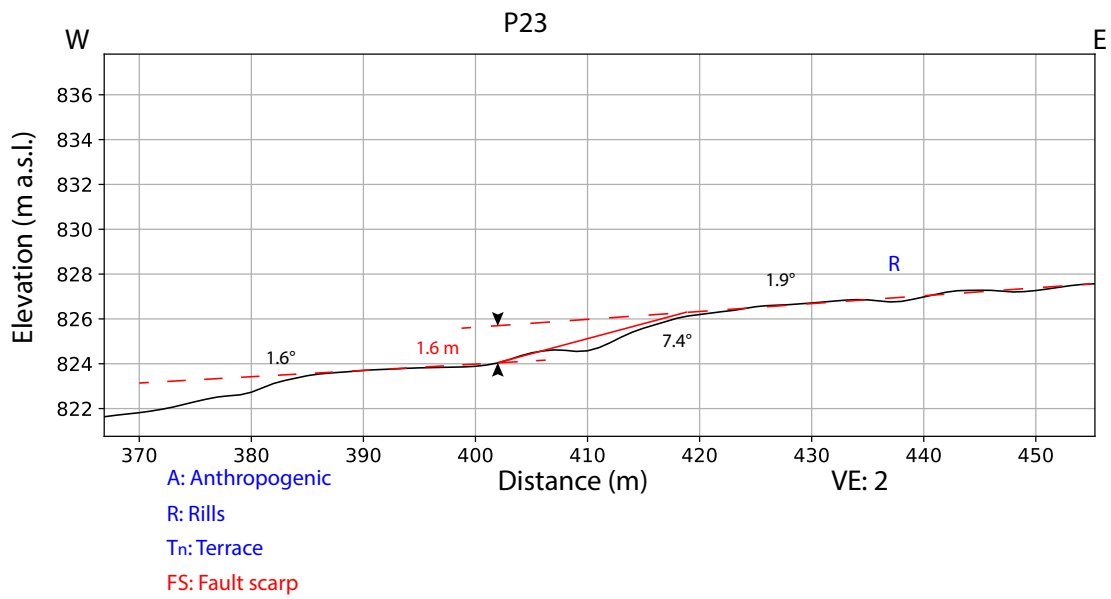
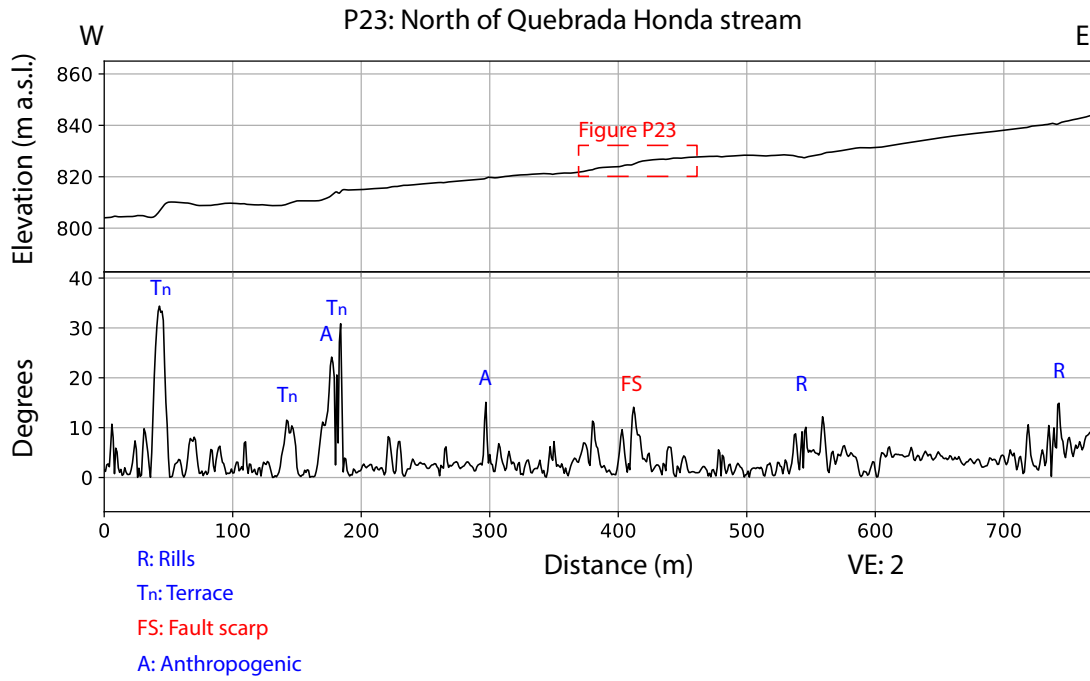


P21: North of Quebrada Honda stream

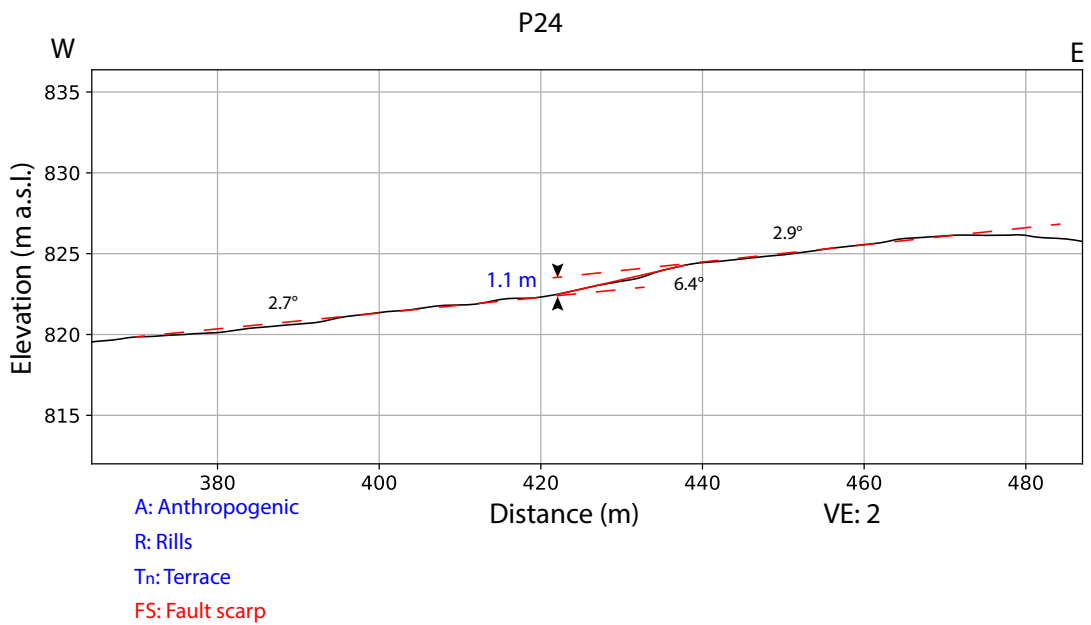
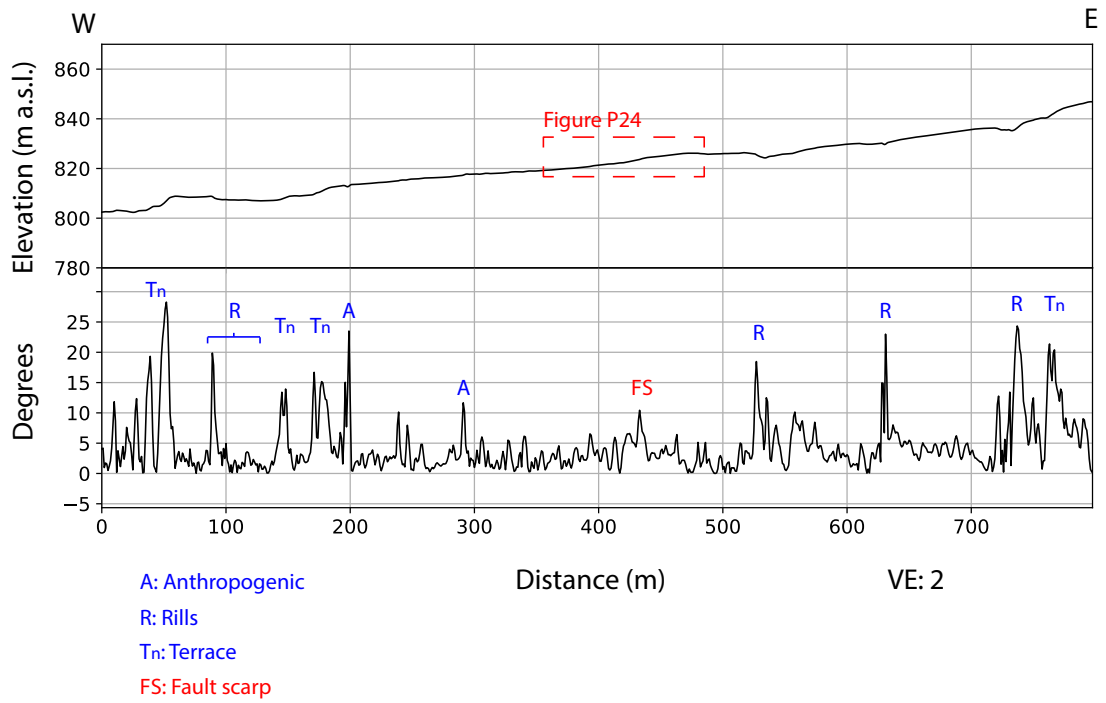


P22: North of Quebrada Honda stream

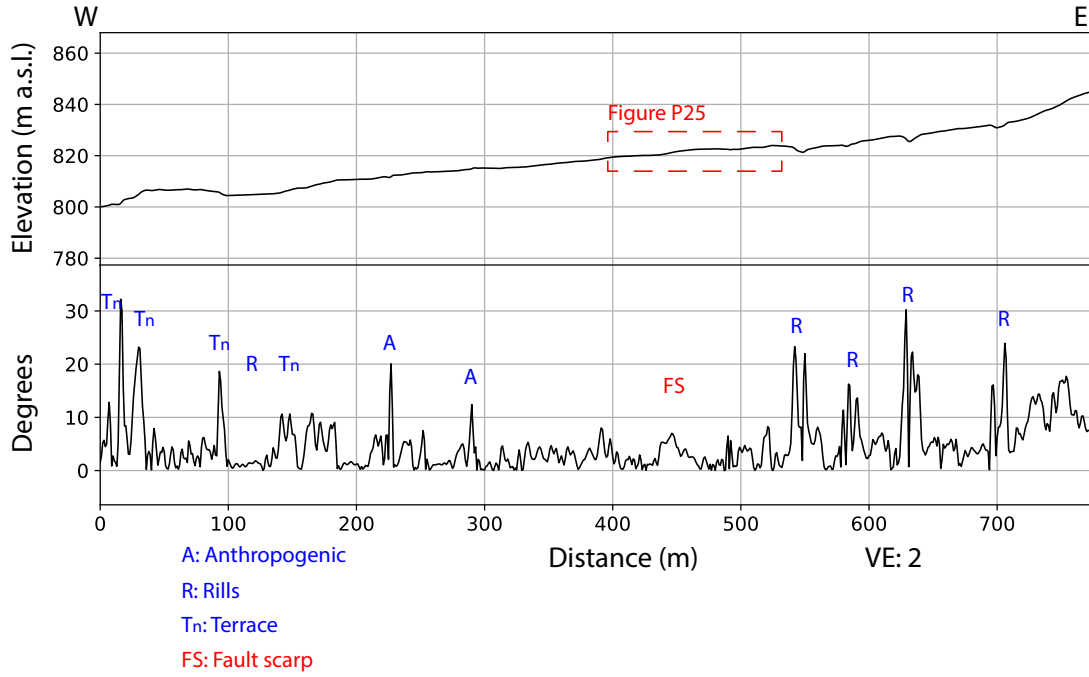




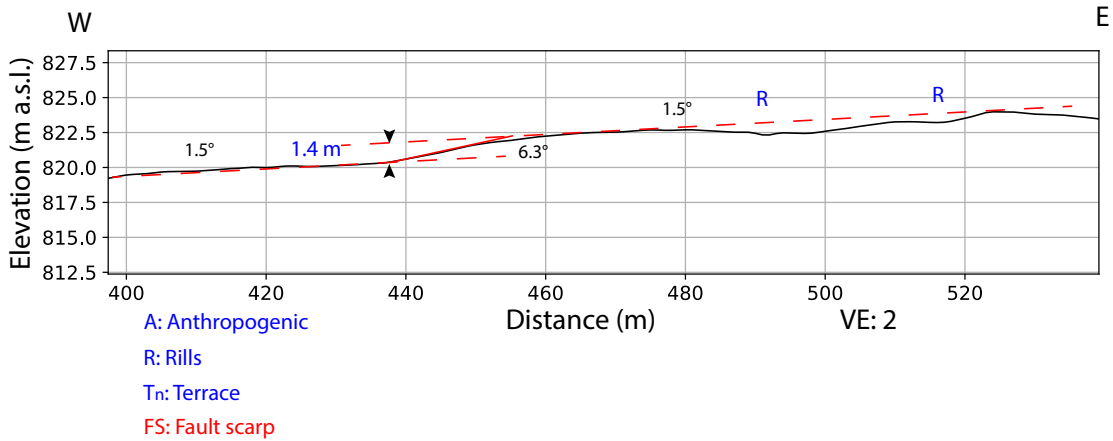
P24: North of Quebrada Honda stream

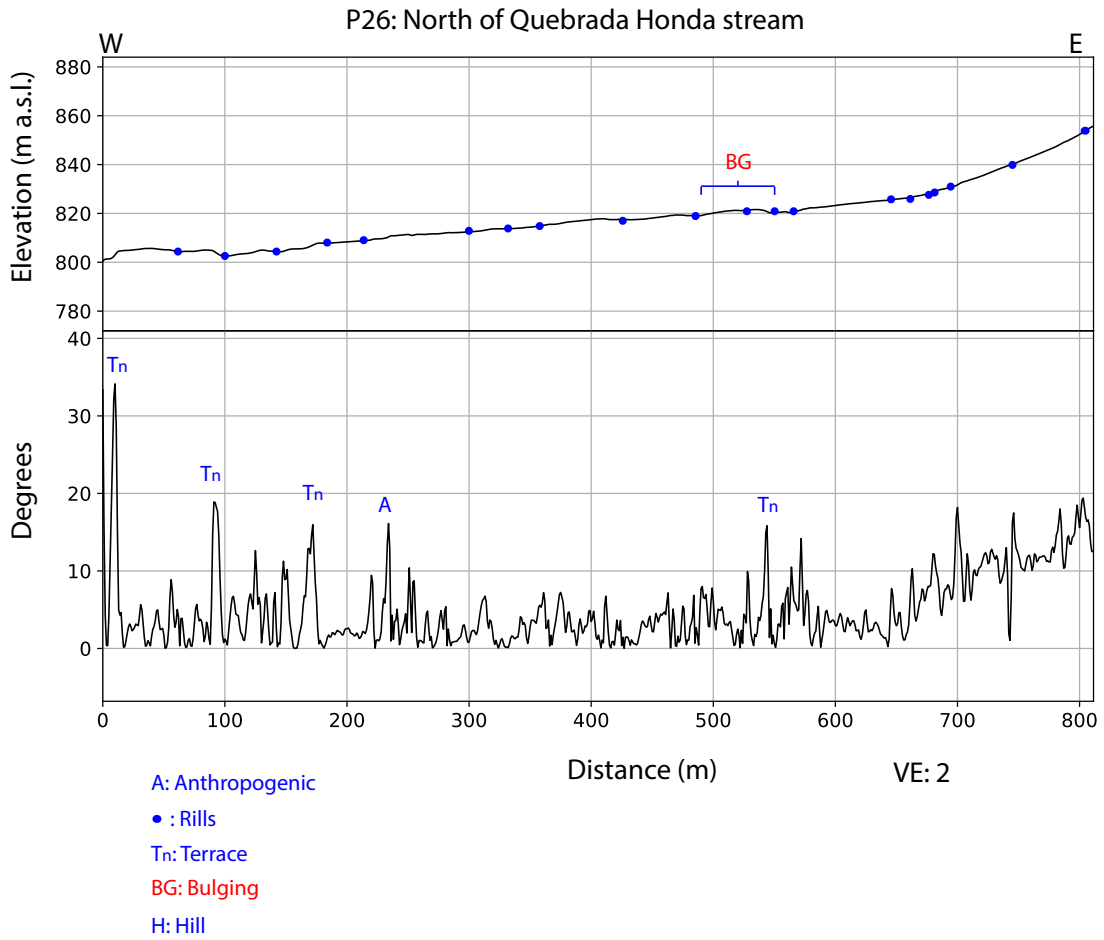


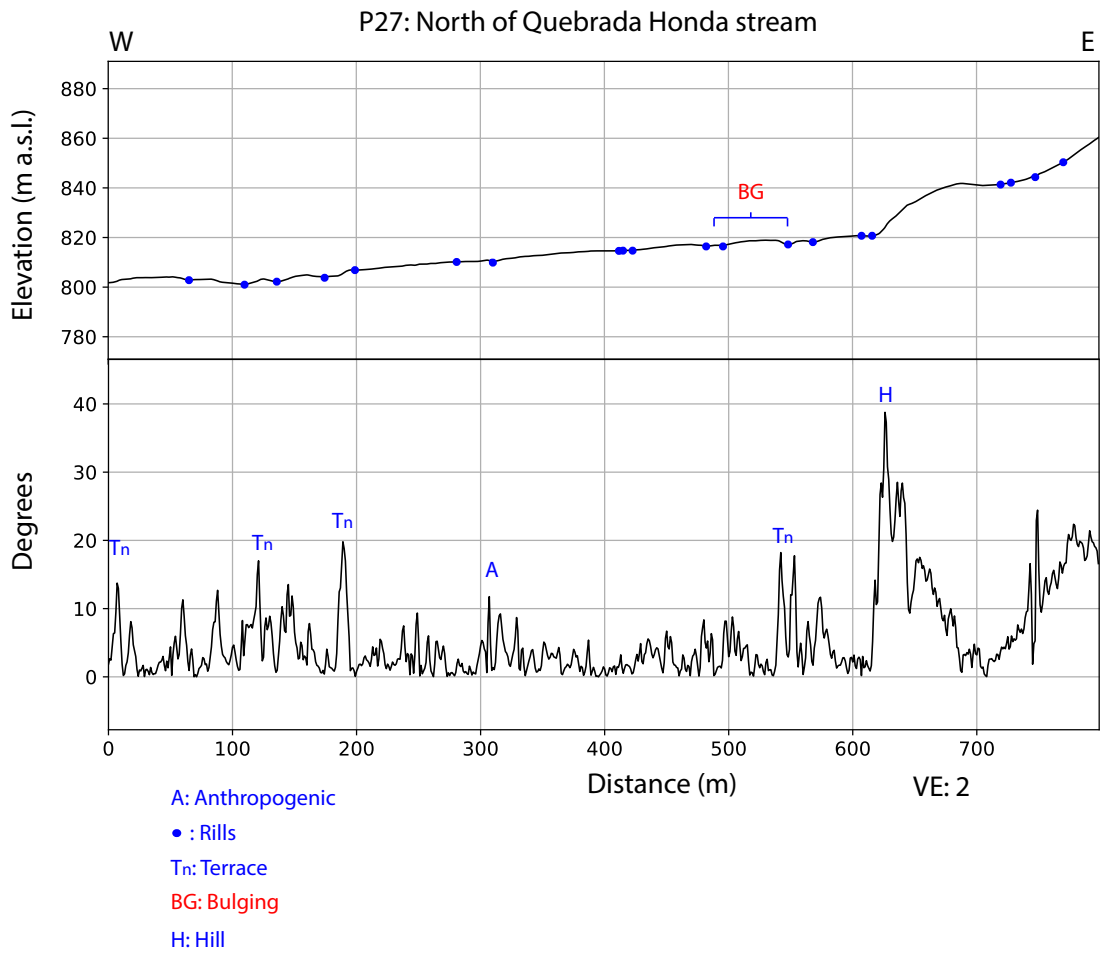
P25: North of Quebrada Honda stream

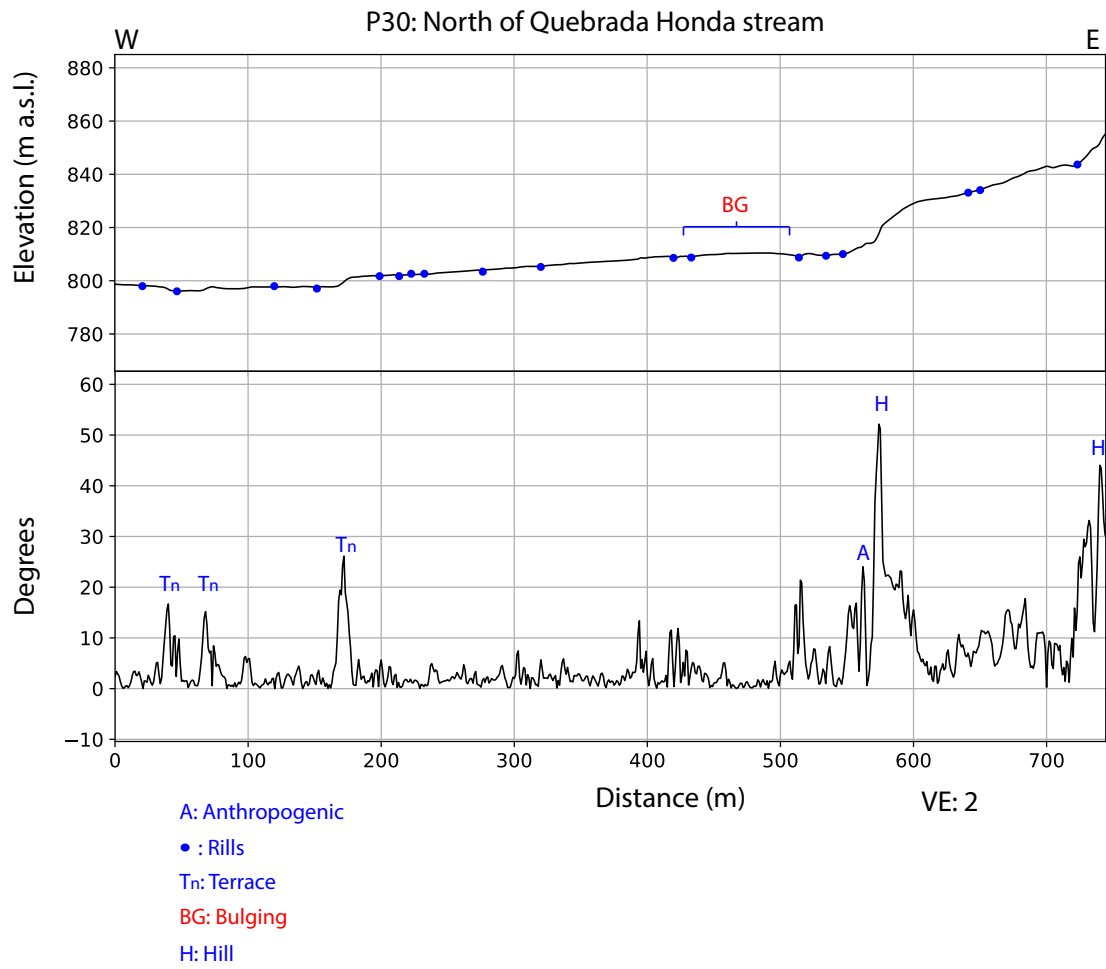


P25

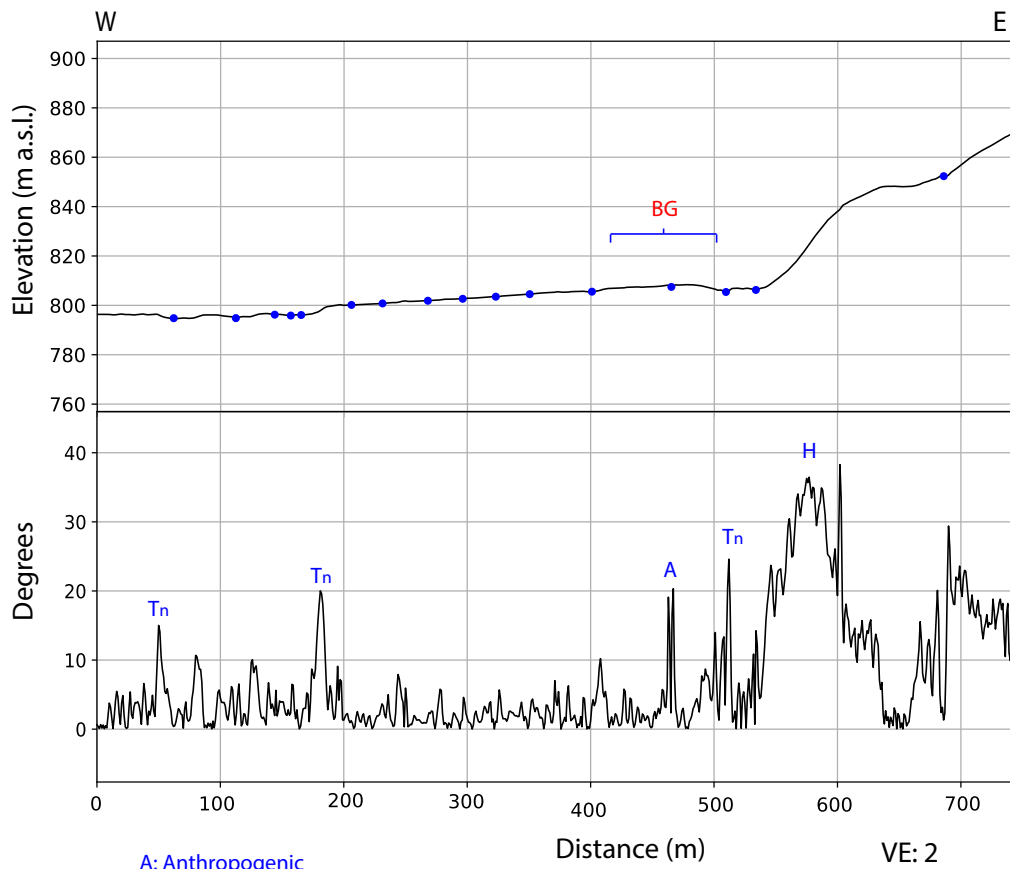






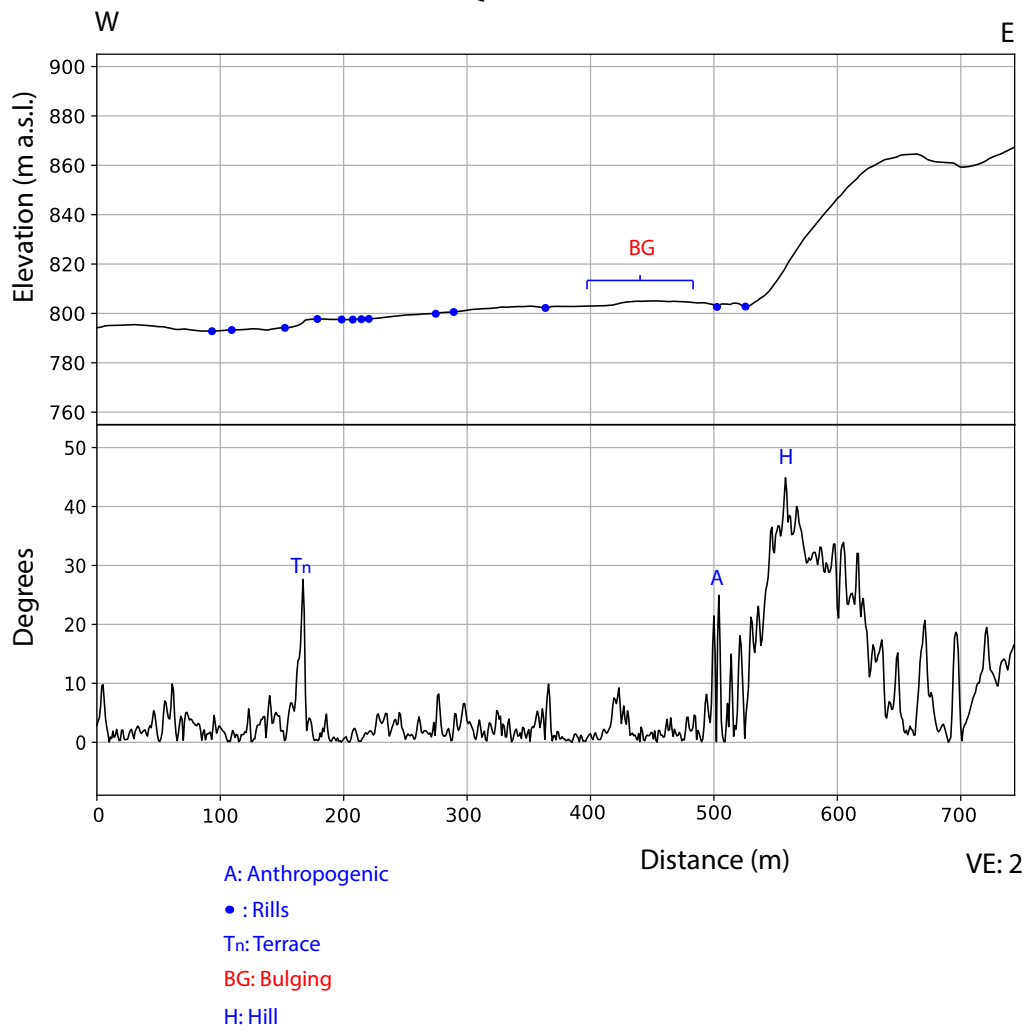


P31: North of Quebrada Honda stream

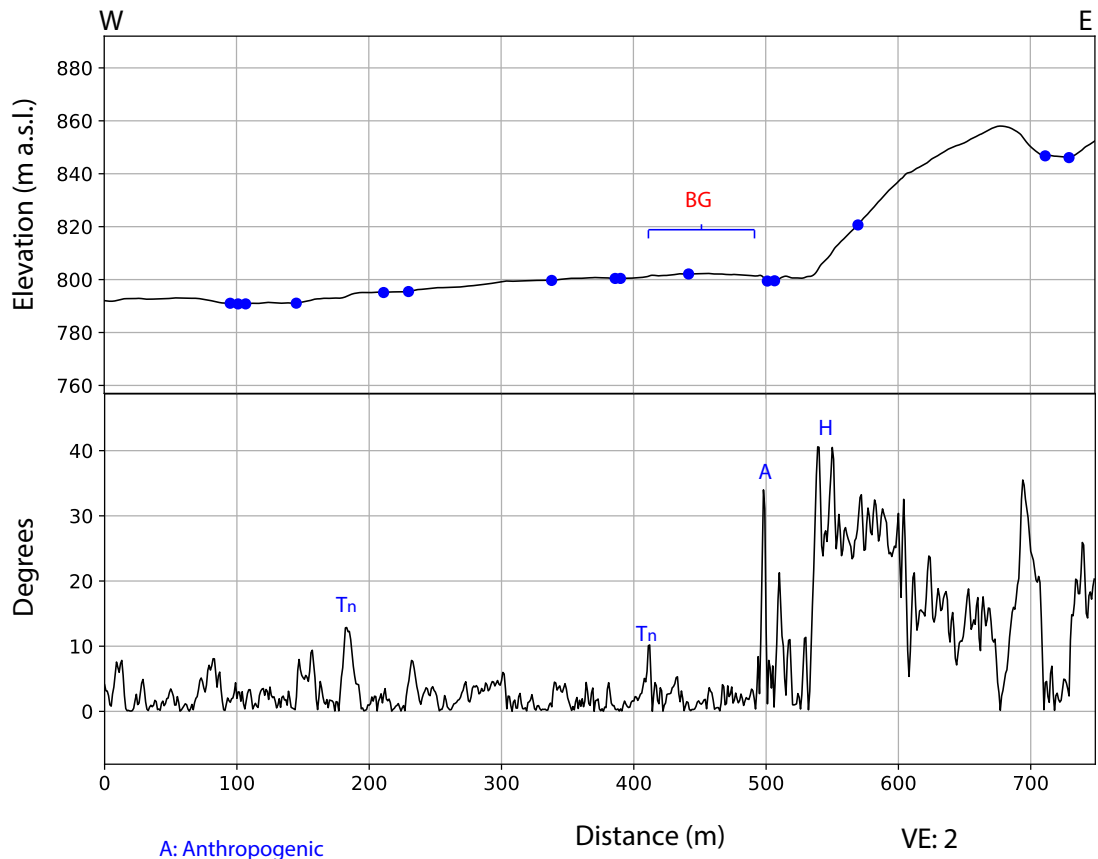


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- BG: Bulging
- H: Hill

P32: North of Quebrada Honda stream

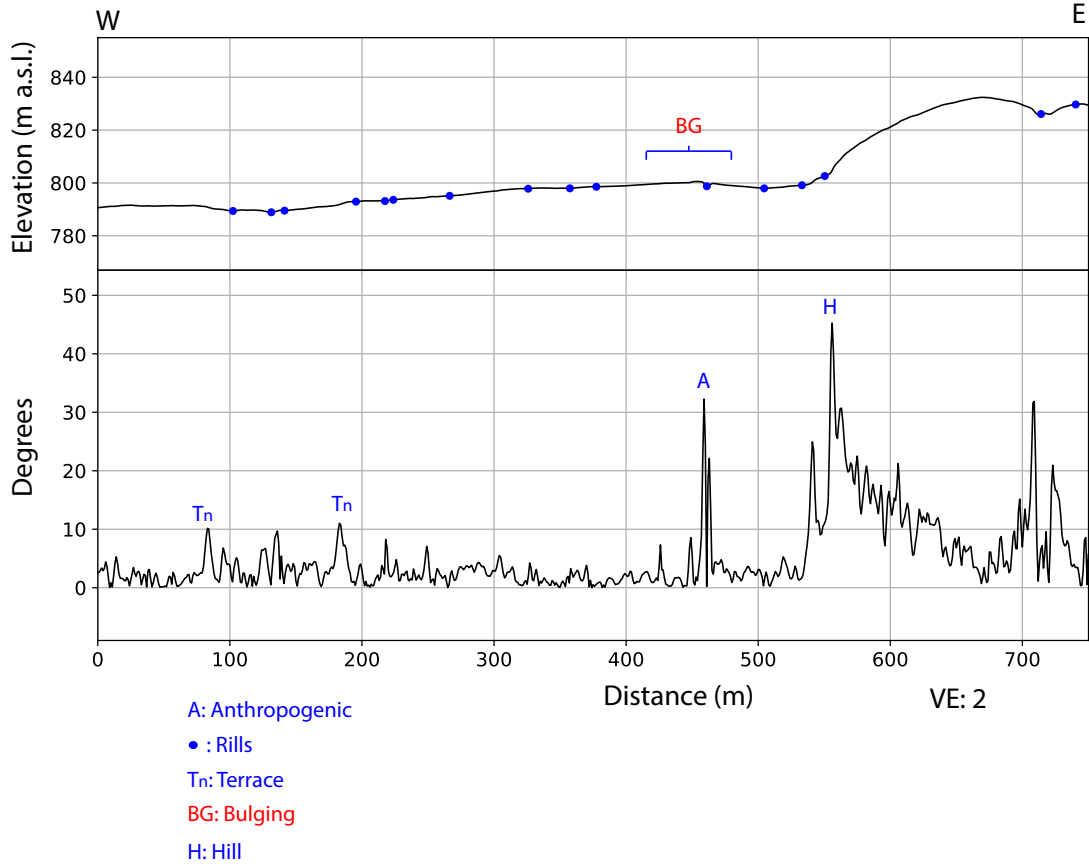


P33: North of Quebrada Honda stream

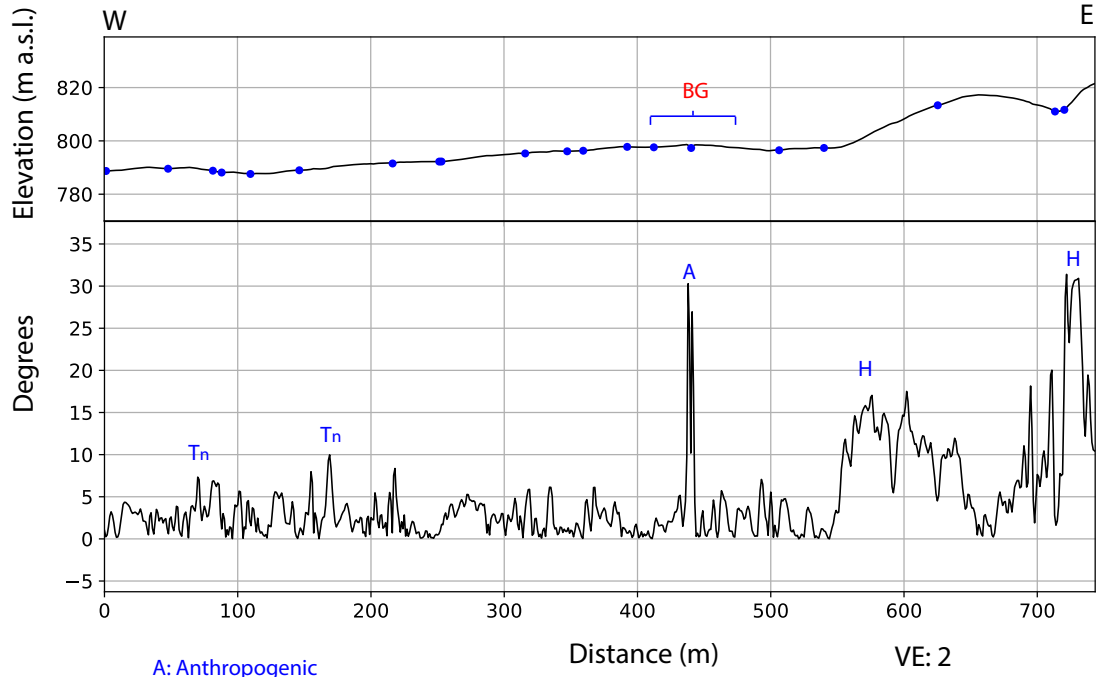


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- BG: Bulging
- H: Hill

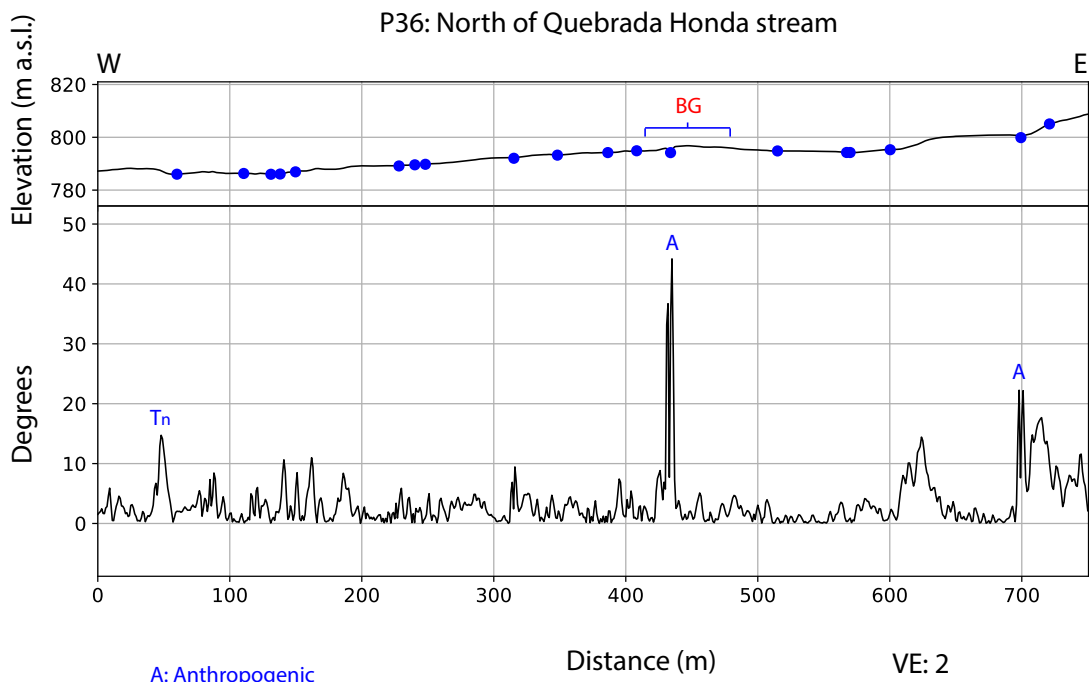
P34: North of Quebrada Honda stream



P35: North of Quebrada Honda stream

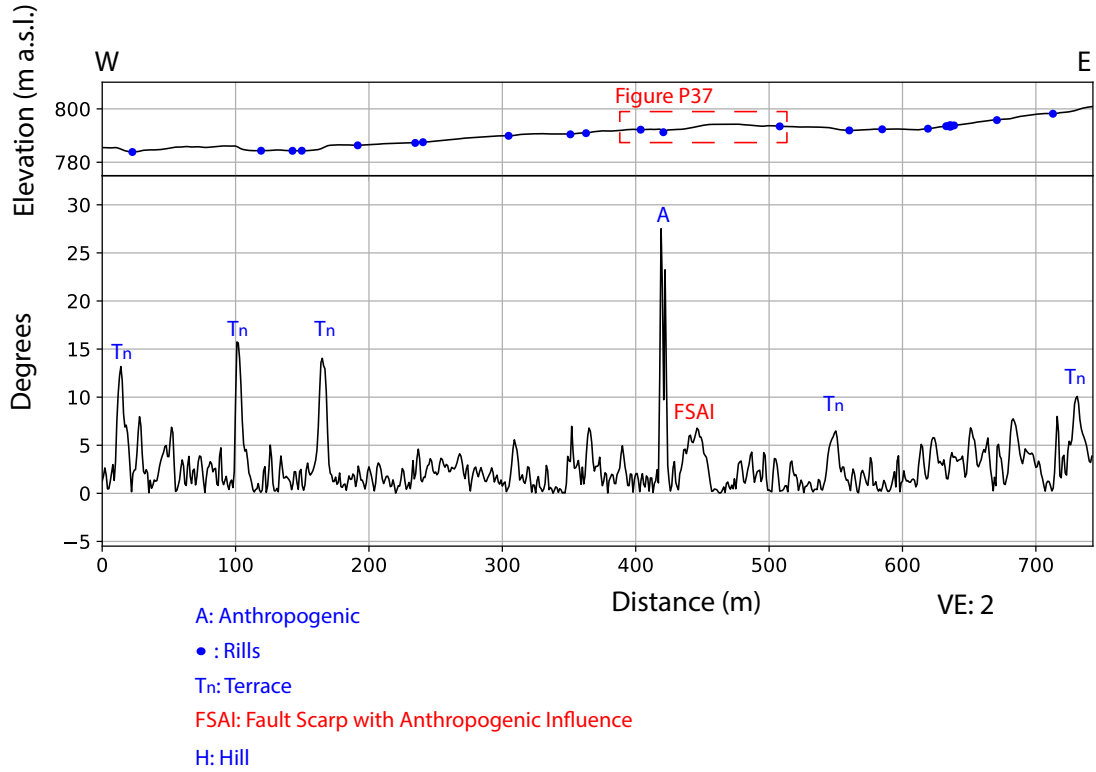


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- BG: Bulging
- H: Hill

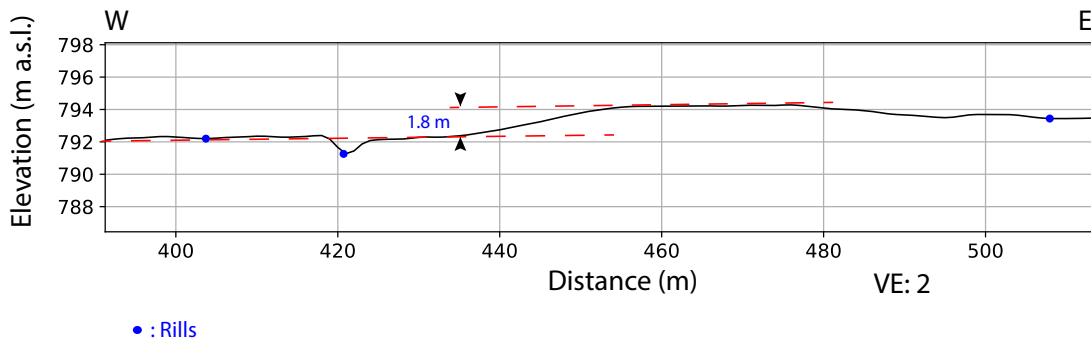


- A: Anthropogenic
- : Rills
- T_n: Terrace
- BG: Bulging
- H: Hill

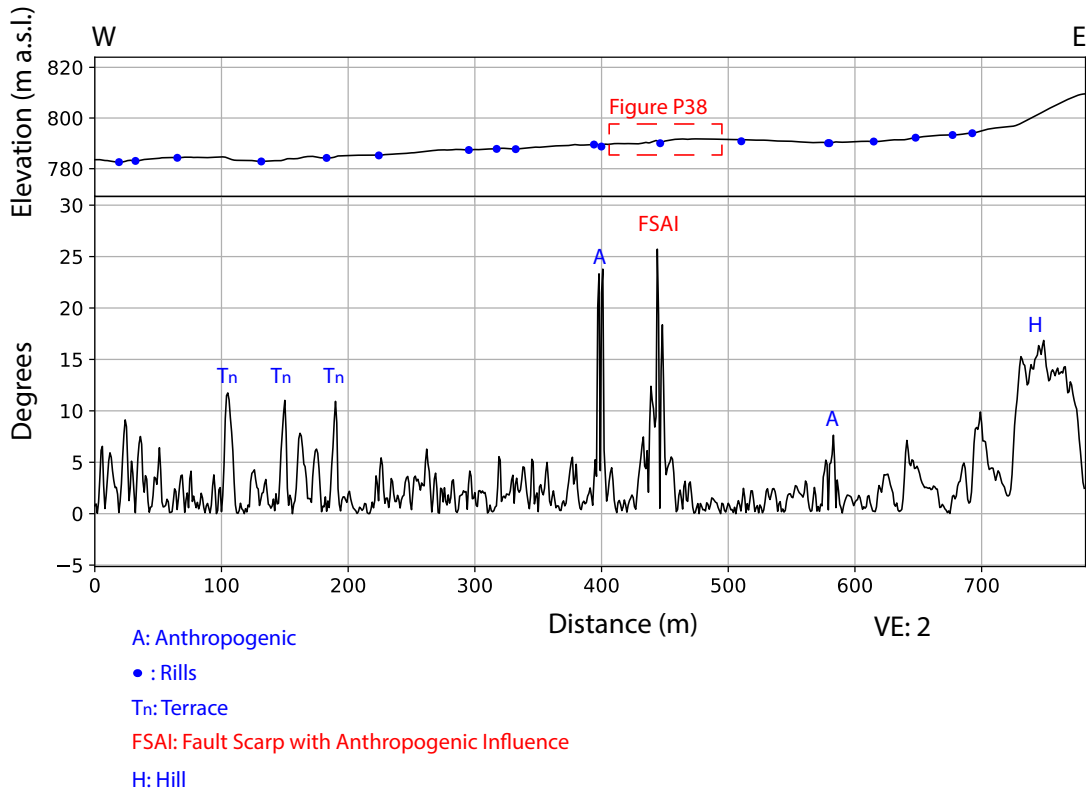
P37: North of Quebrada Honda stream



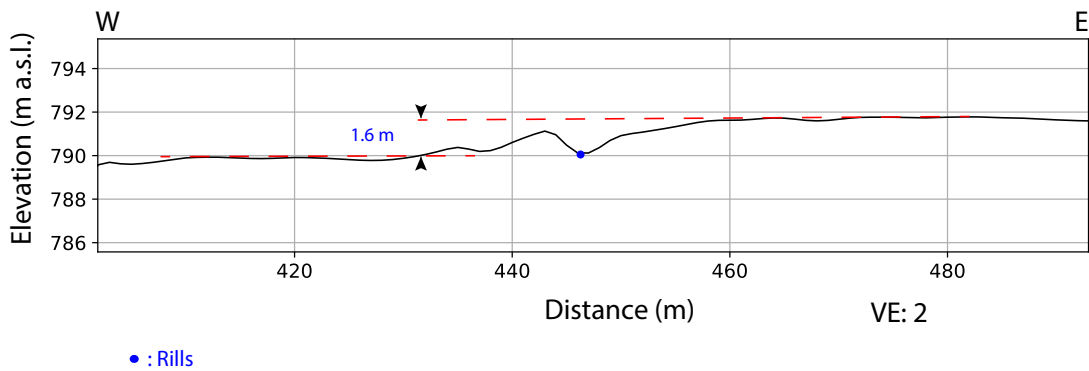
P37



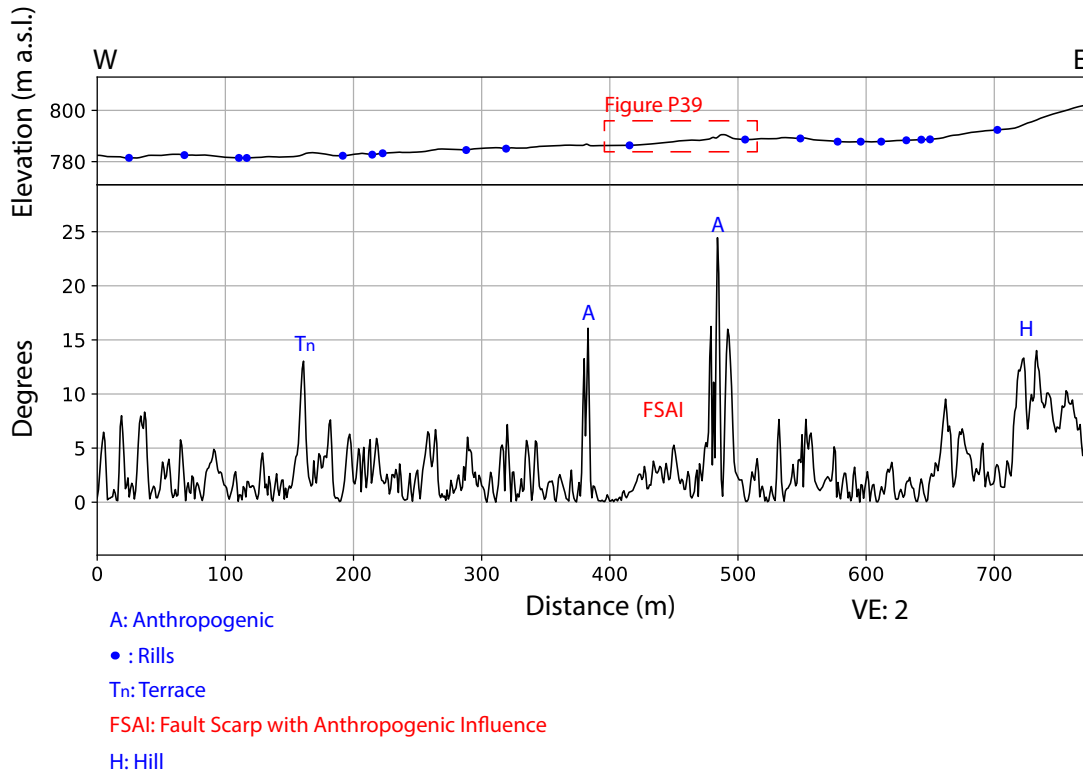
P38: North of Quebrada Honda stream



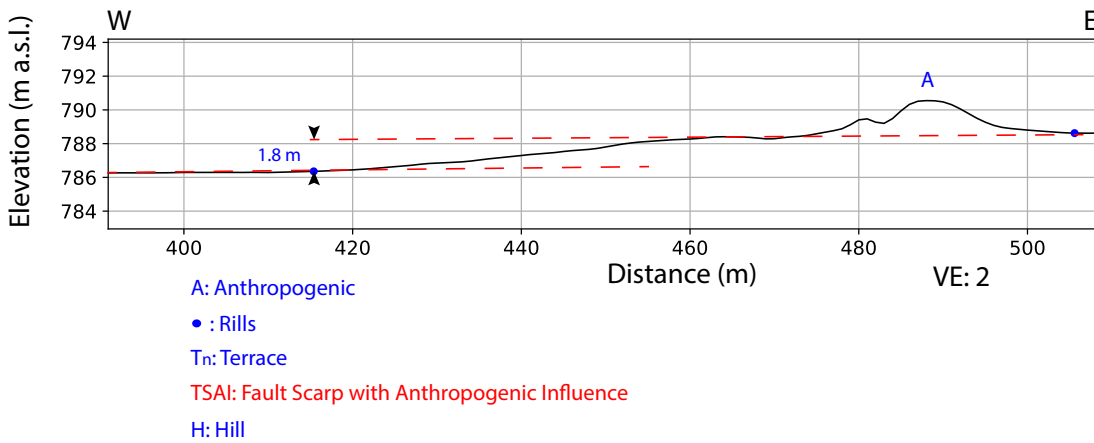
P38



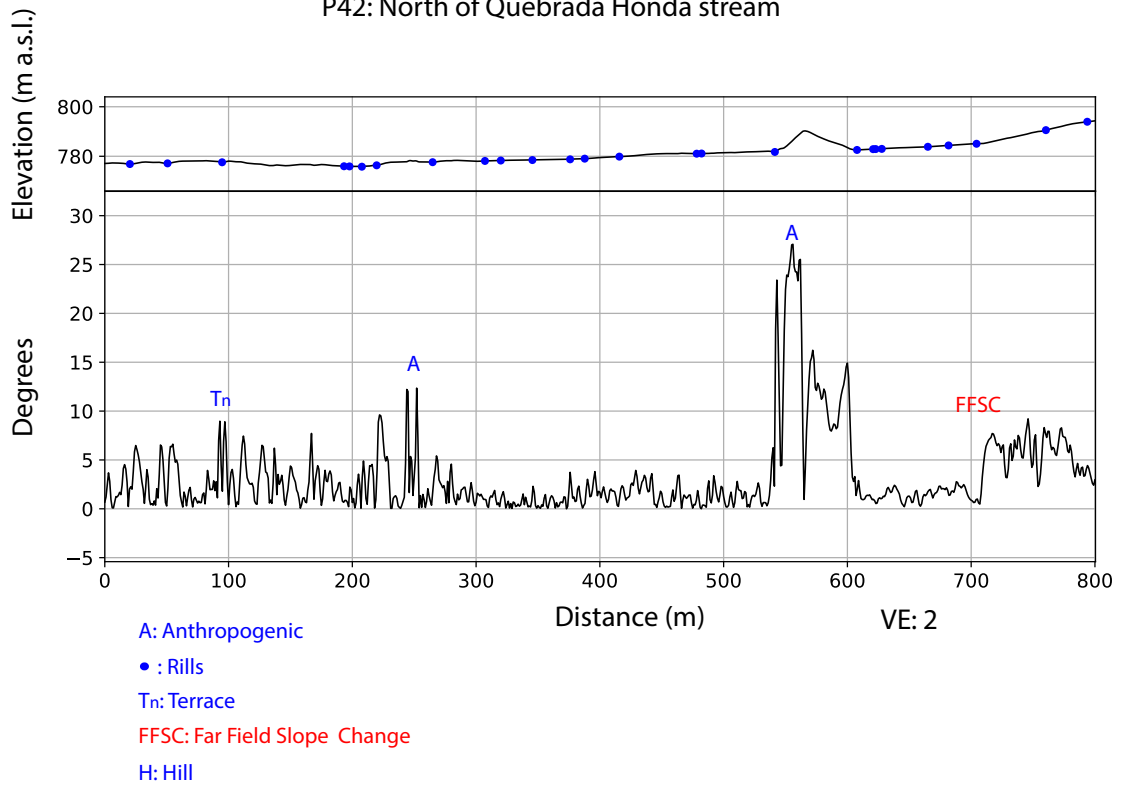
P39: North of Quebrada Honda stream



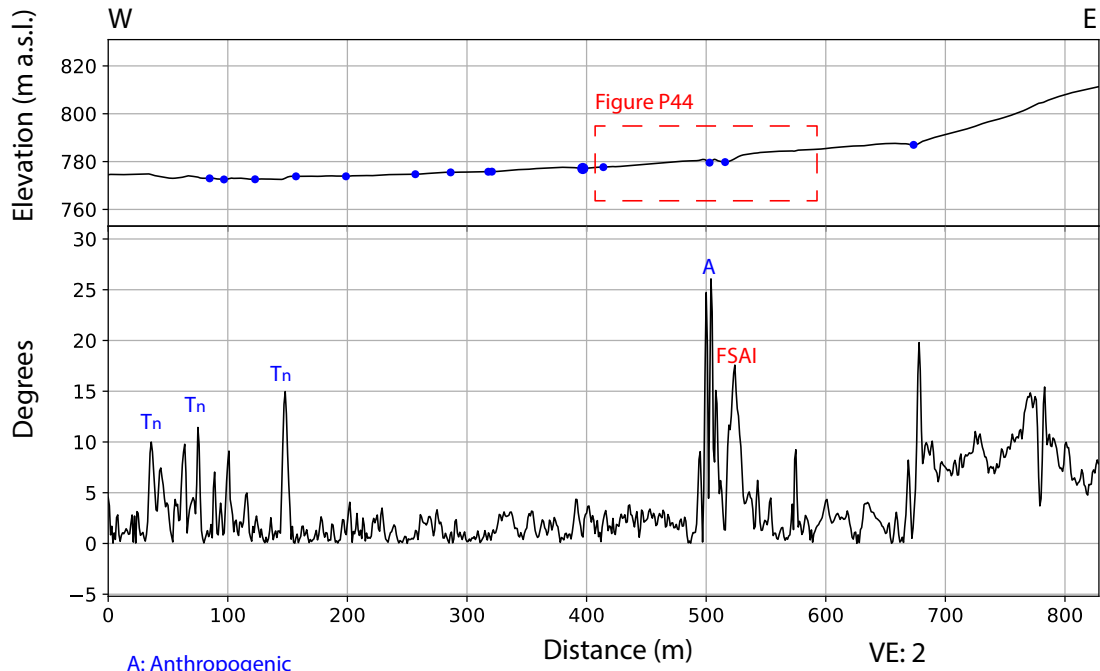
P39



P42: North of Quebrada Honda stream

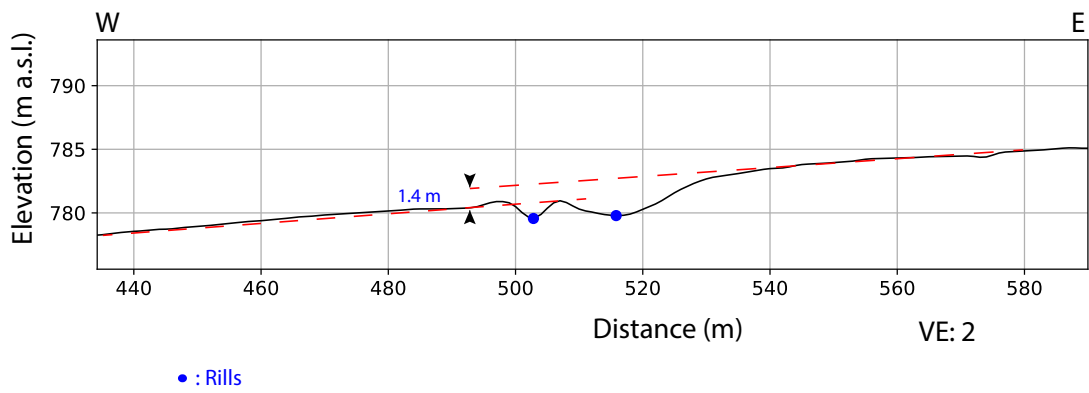


P44: North of Quebrada Honda stream



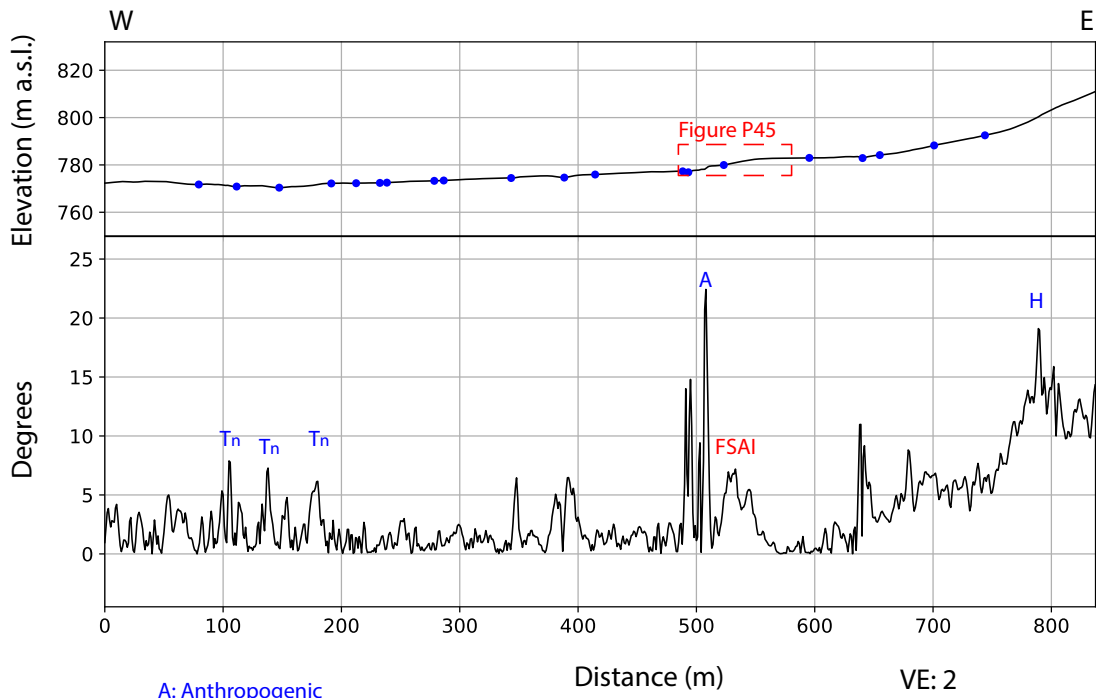
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- FSAI: Fault Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

P44



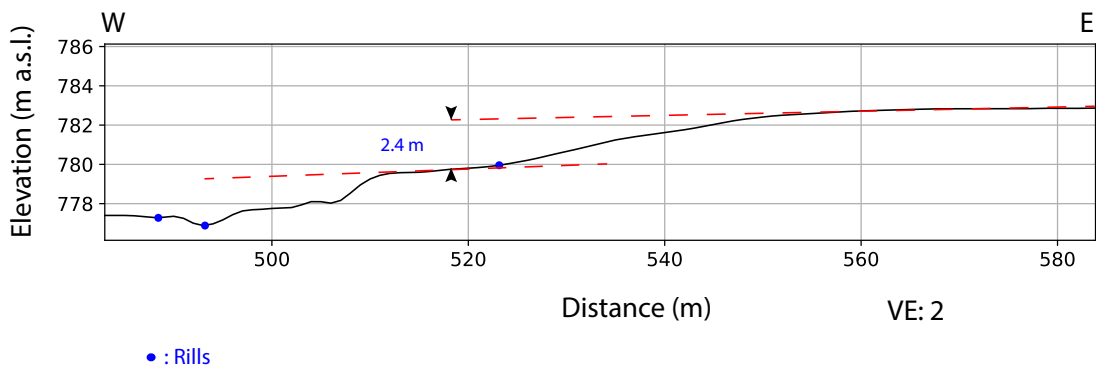
- : Rills

P45: North of Quebrada Honda stream

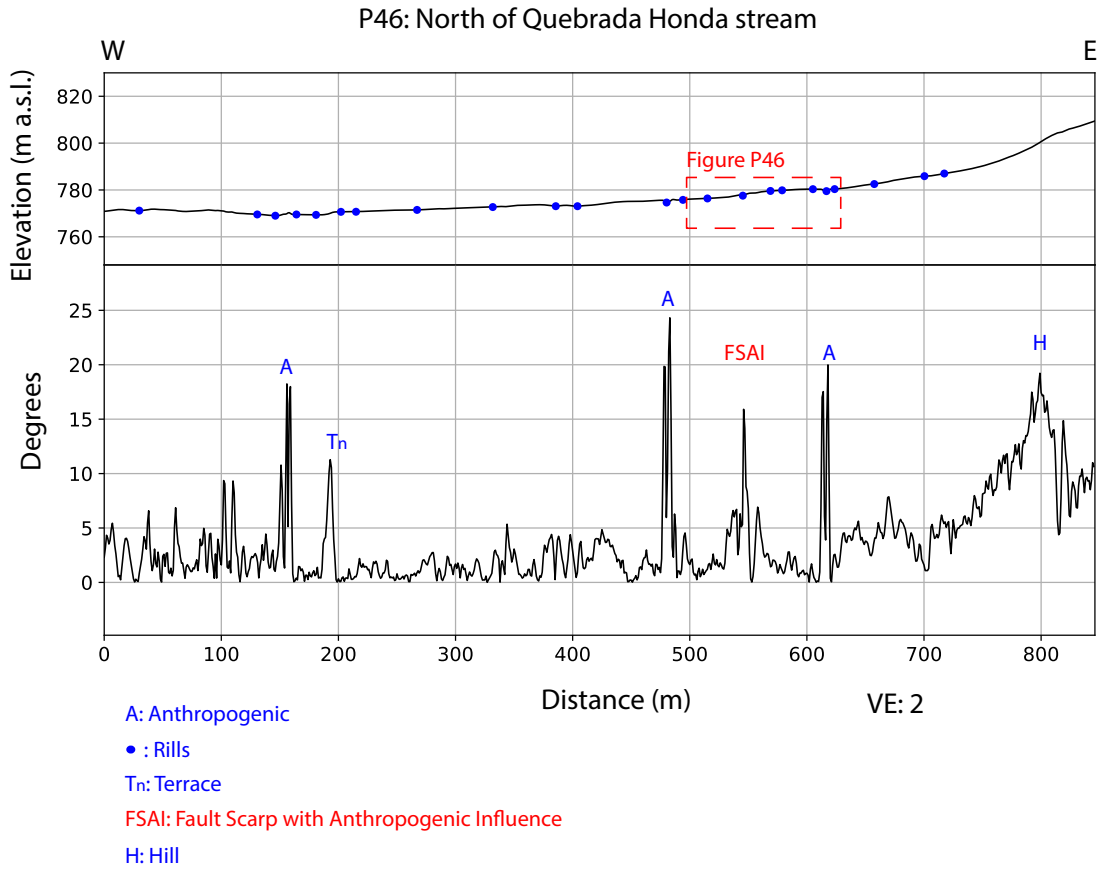


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- FSAI: Fault Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

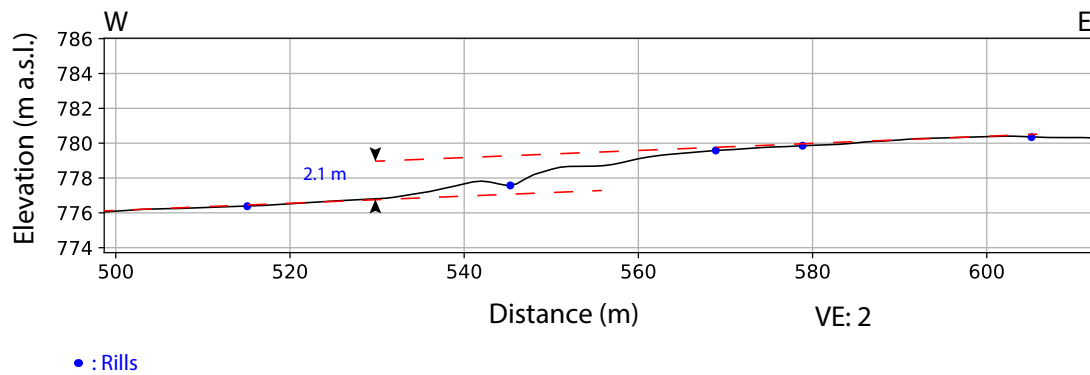
P45



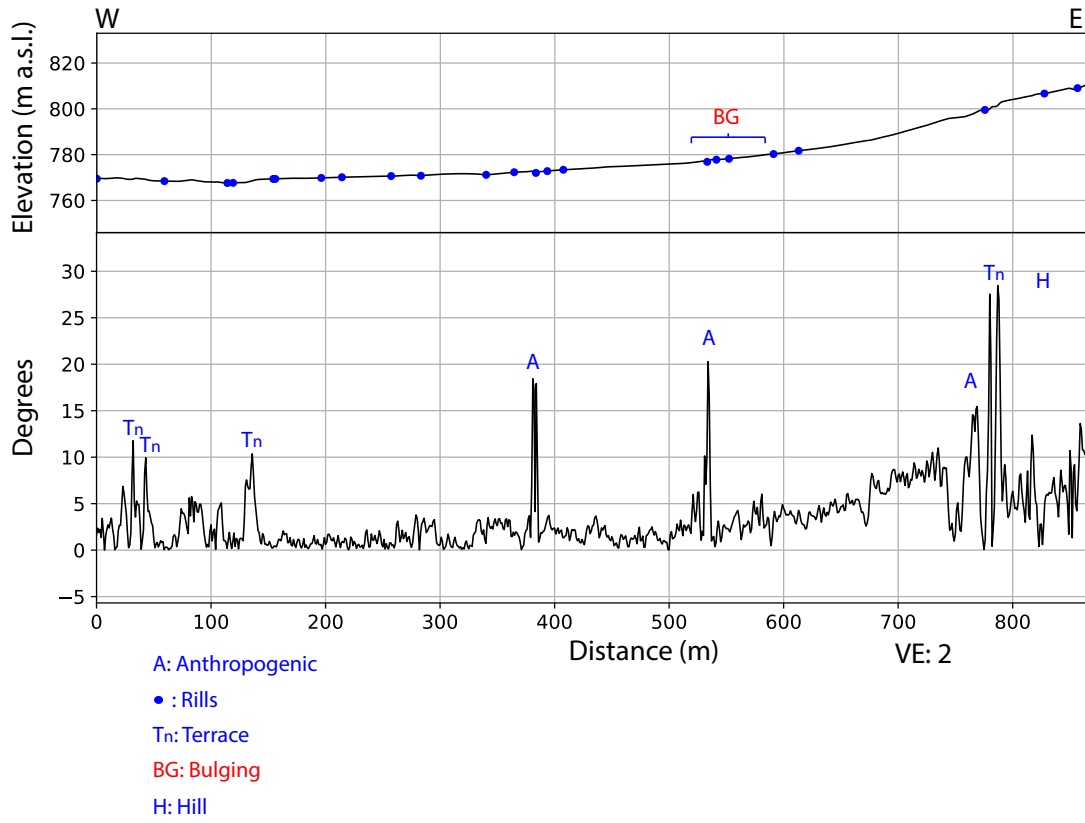
- : Rills



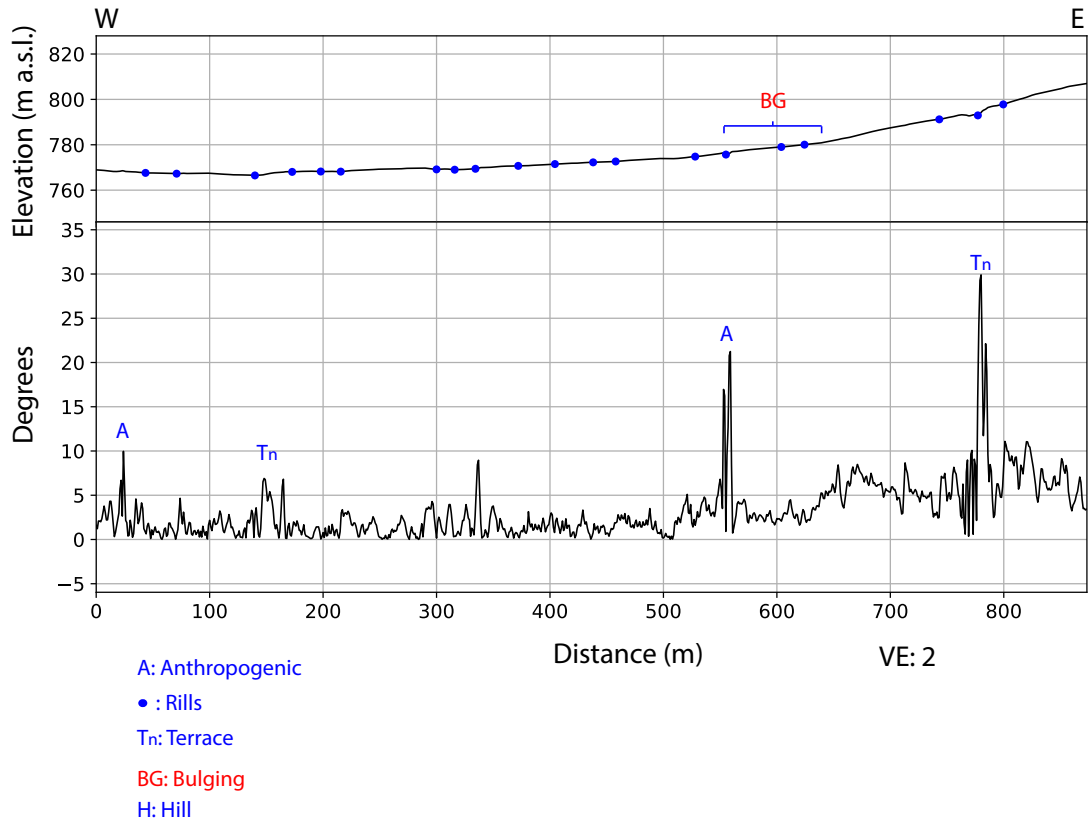
P46



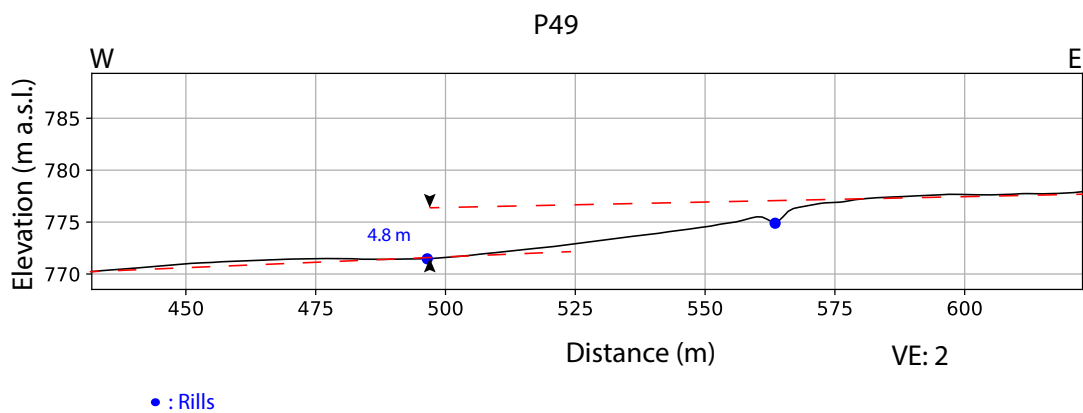
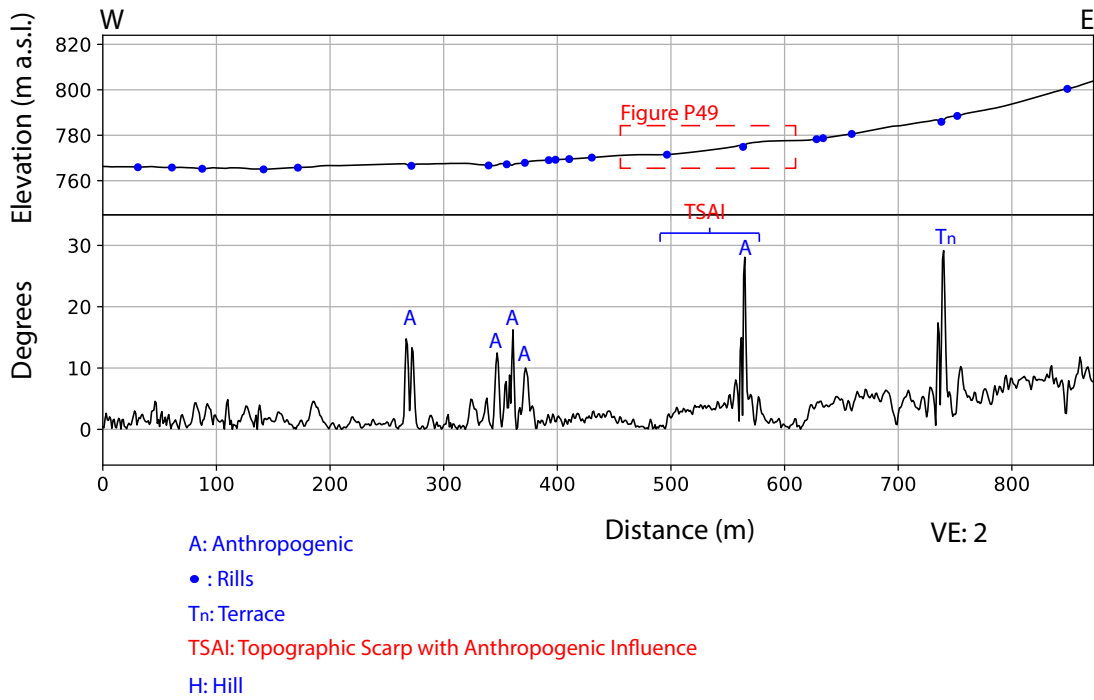
P47: North of Quebrada Honda stream



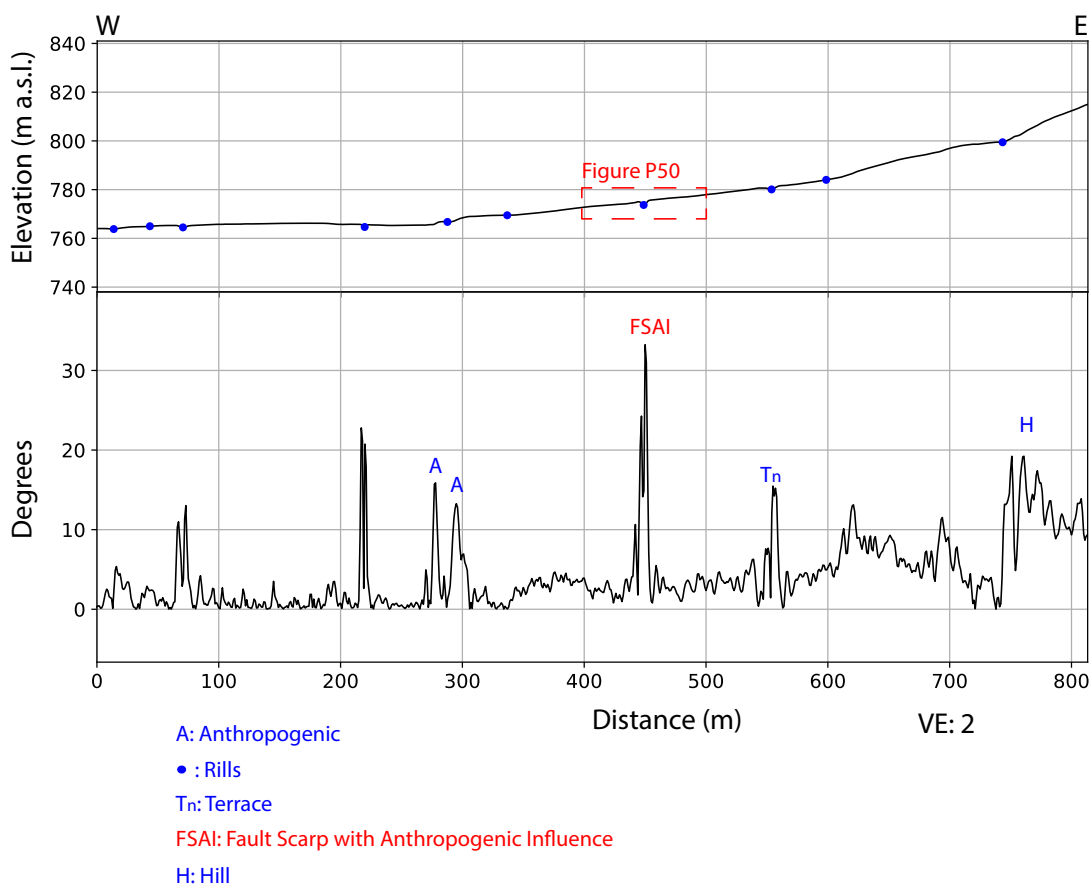
P48: North of Quebrada Honda stream



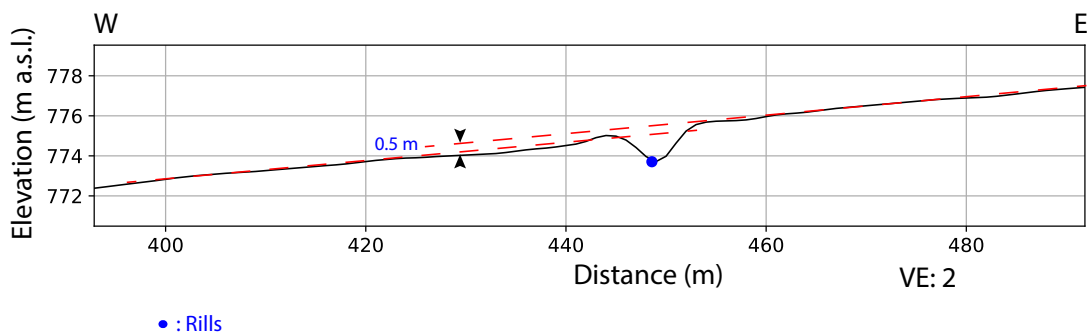
P49: North of Quebrada Honda stream



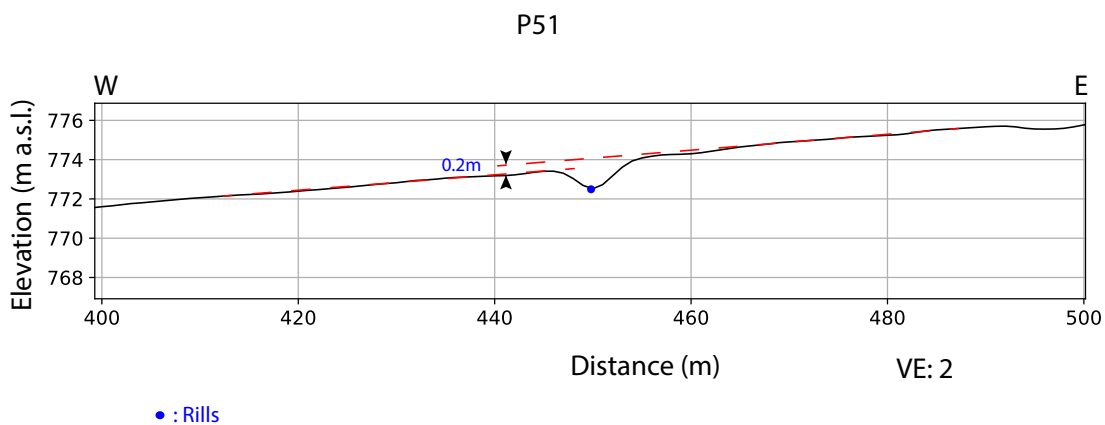
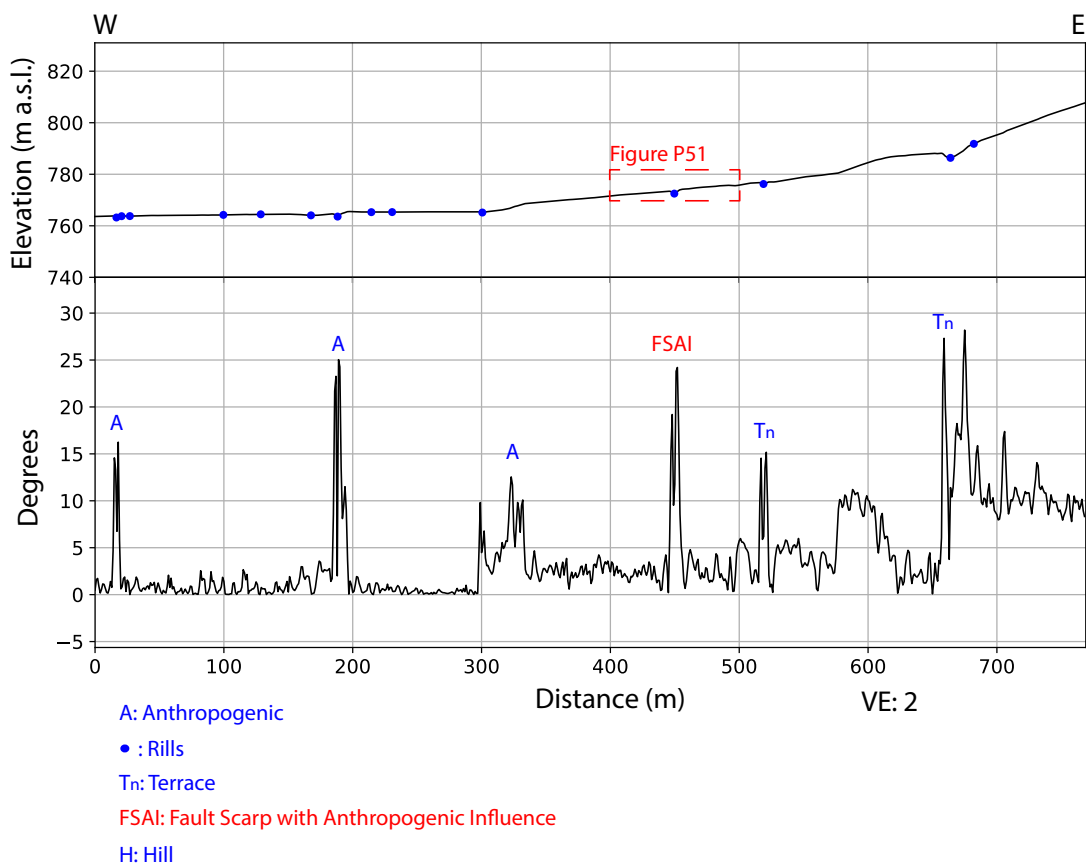
P50: North of Quebrada Honda stream



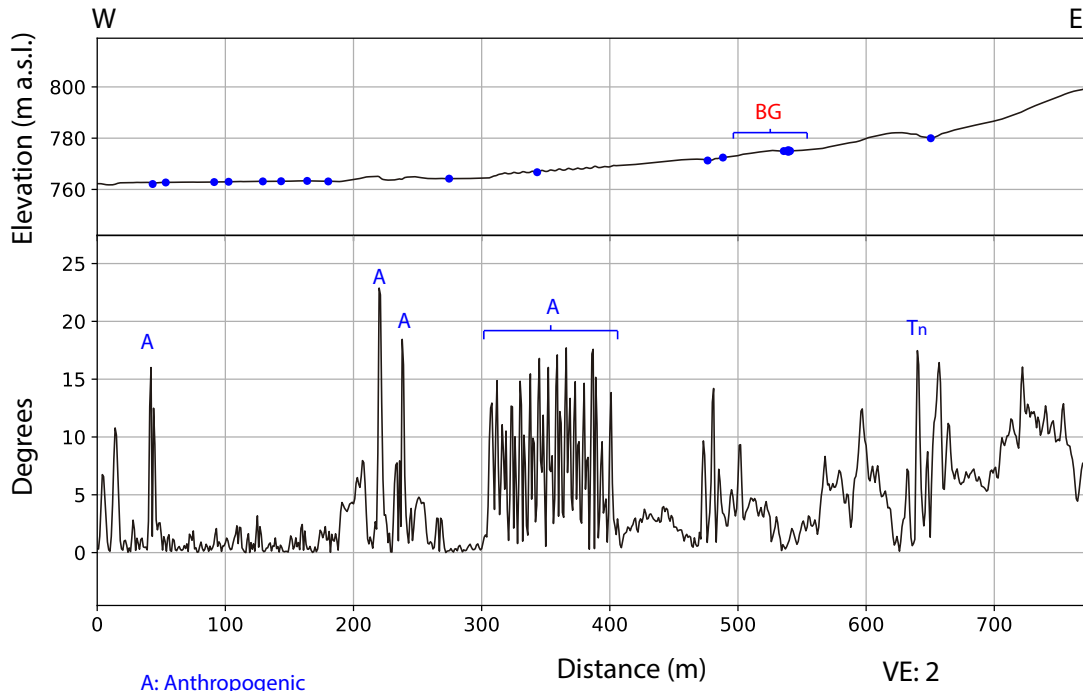
P50



P51: North of Quebrada Honda stream



P52: North of Quebrada Honda stream



A: Anthropogenic

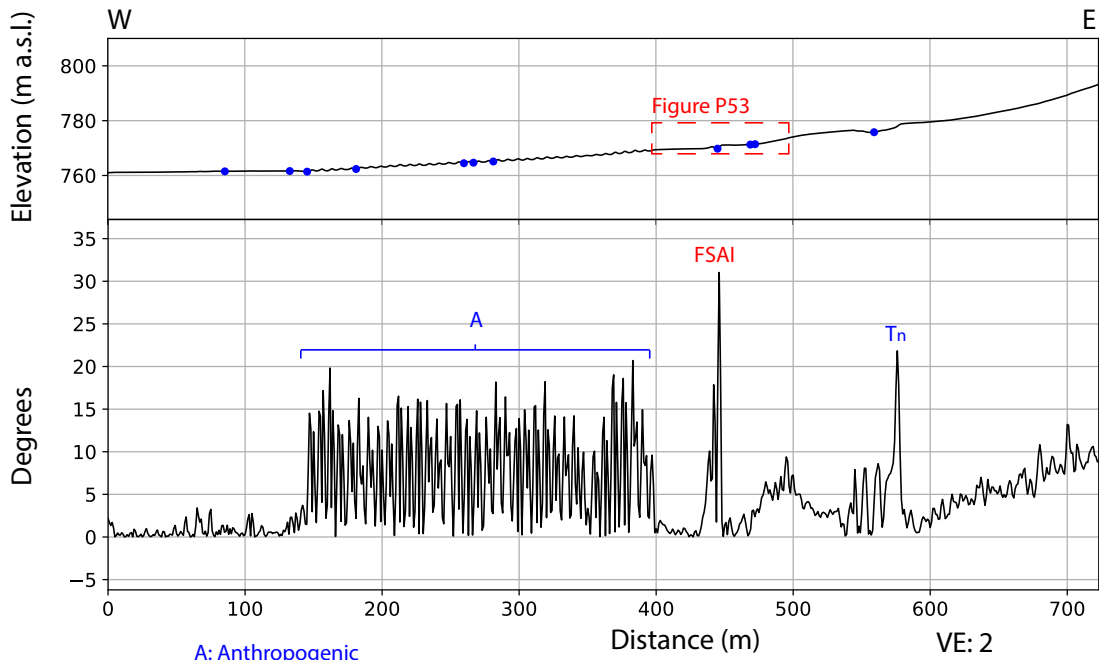
• : Rills

Tn: Terrace

BG: Bulging

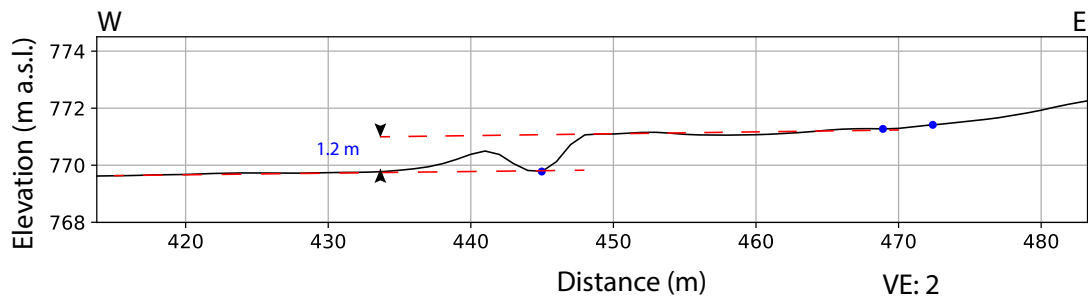
H: Hill

P53: North of Quebrada Honda stream



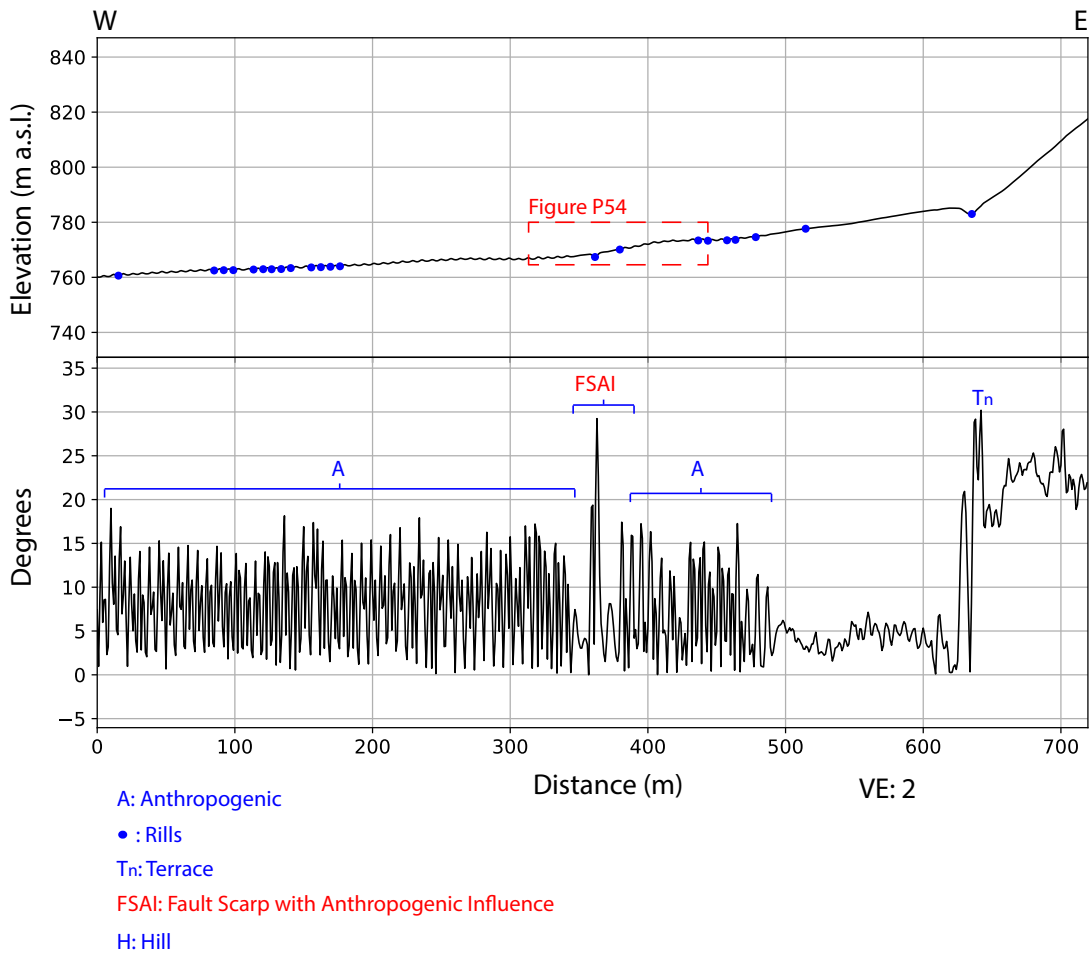
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- FSAI: Fault Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

P53

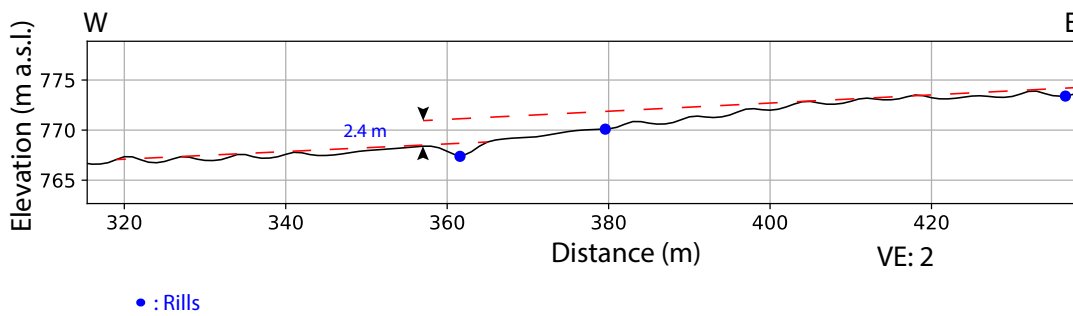


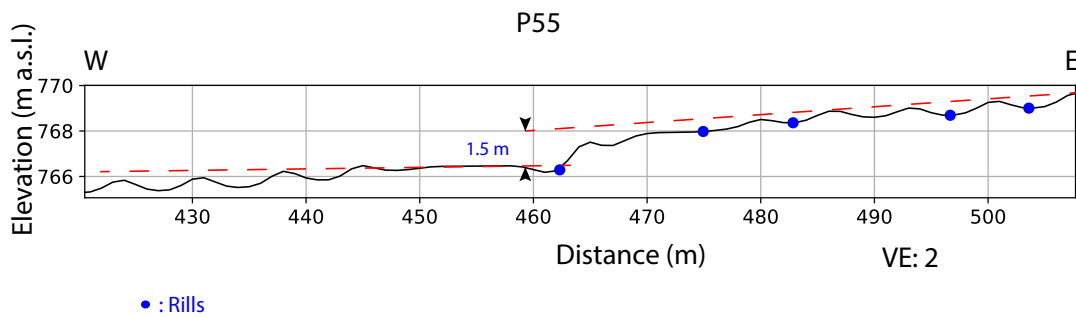
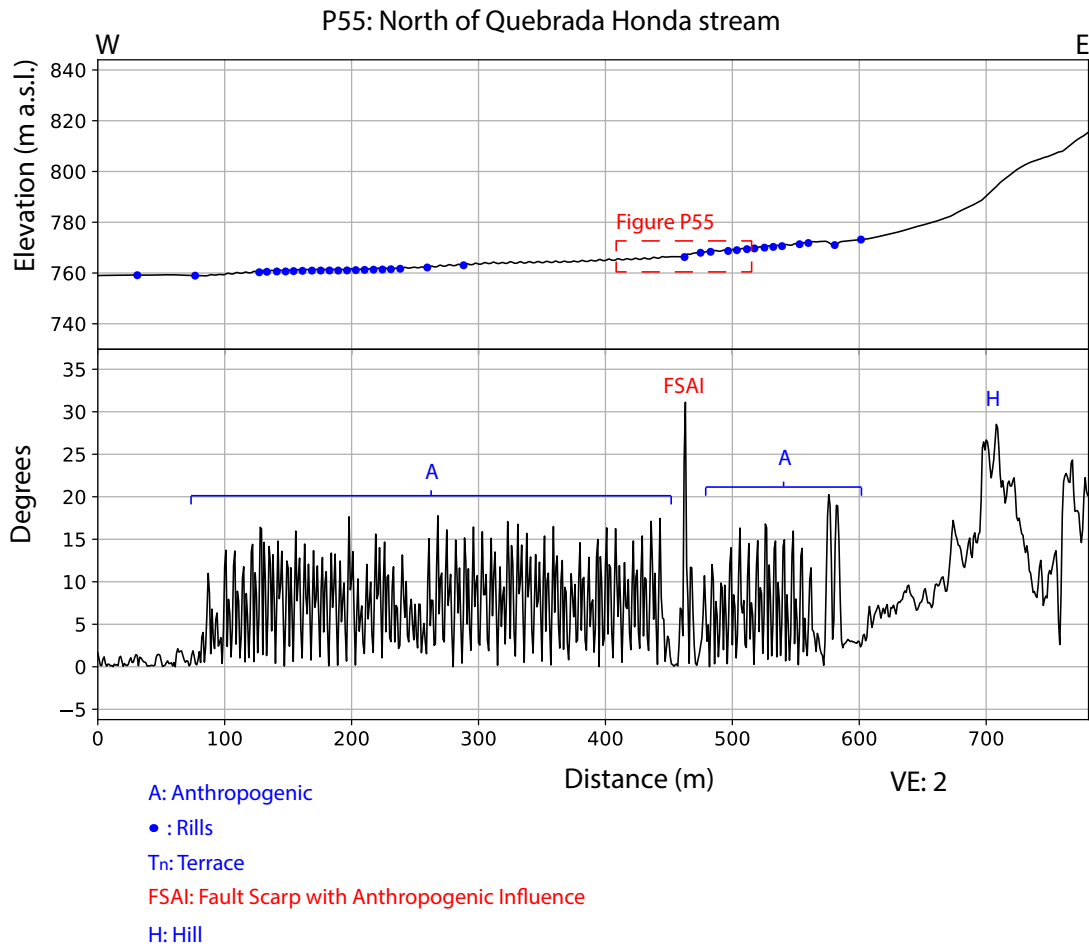
- : Rills

P54: North of Quebrada Honda stream

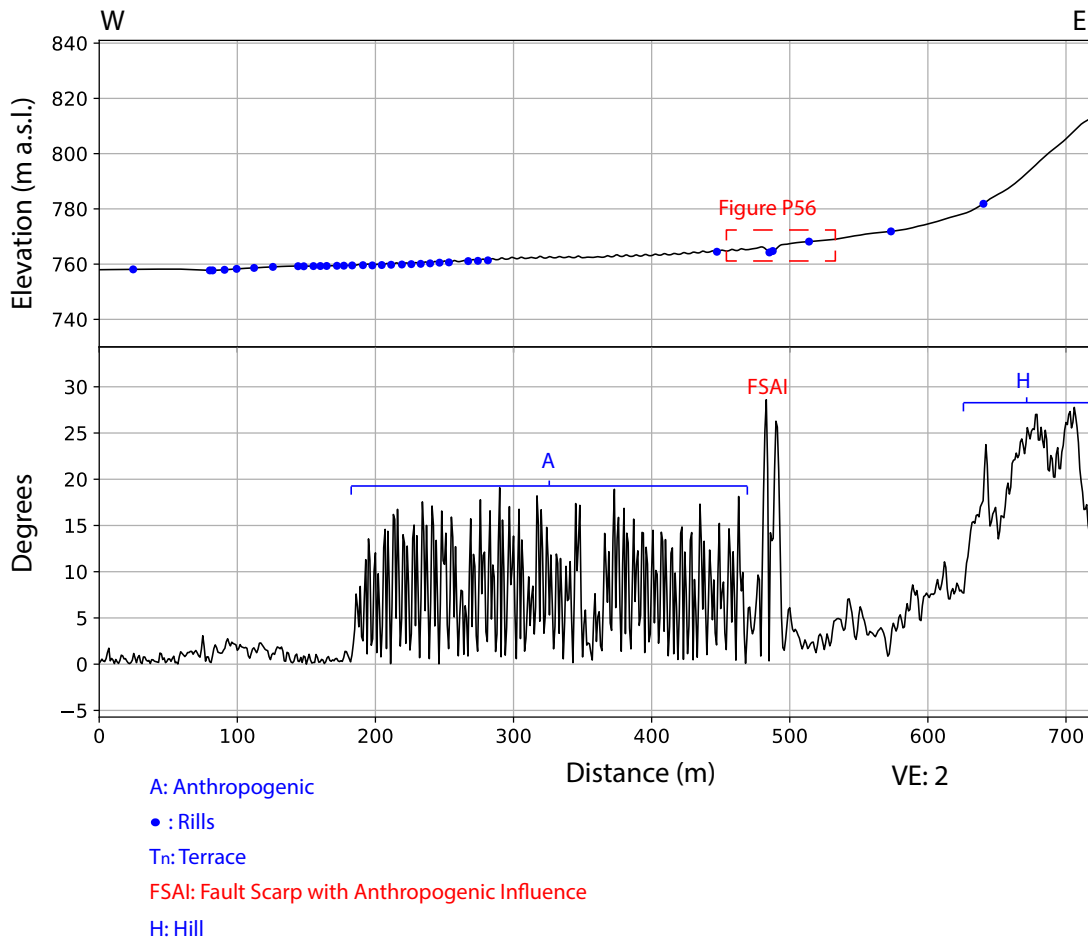


P54

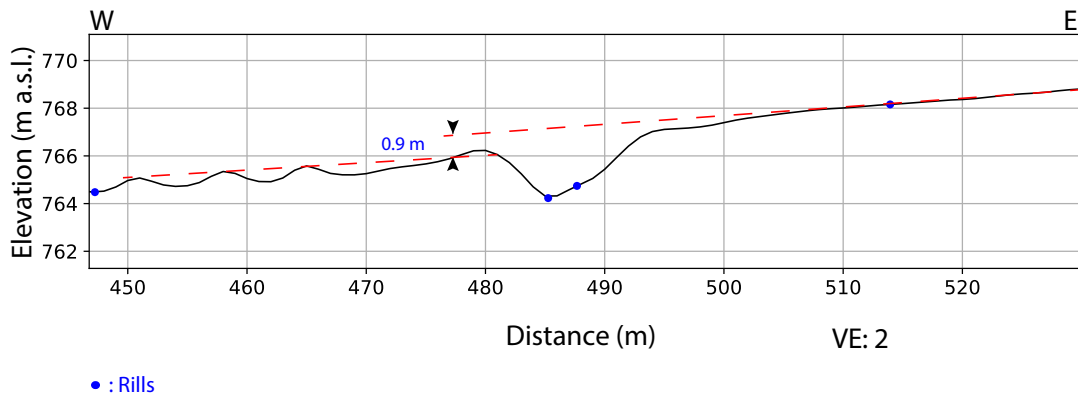


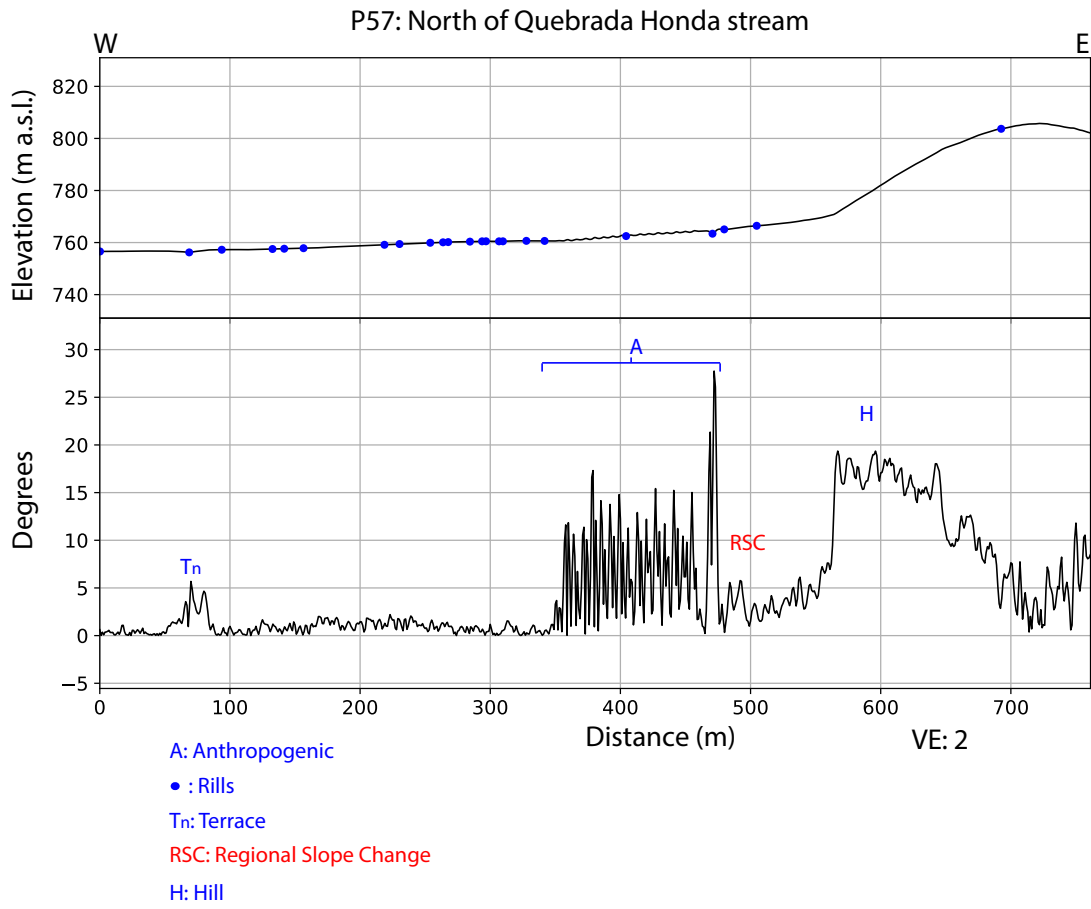


P56: North of Quebrada Honda stream

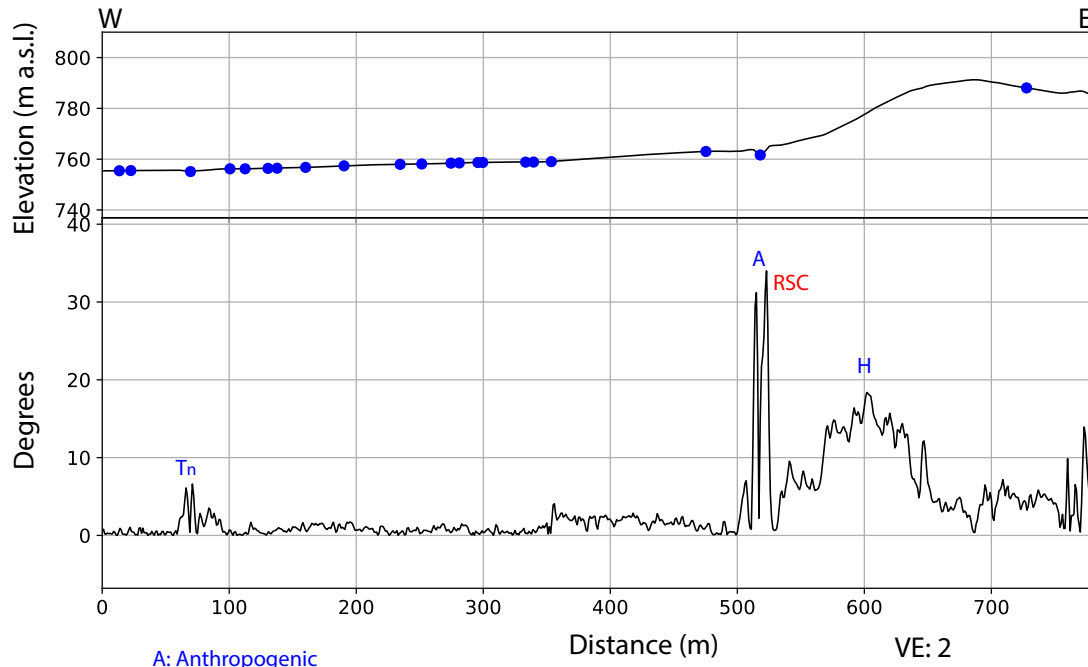


P56





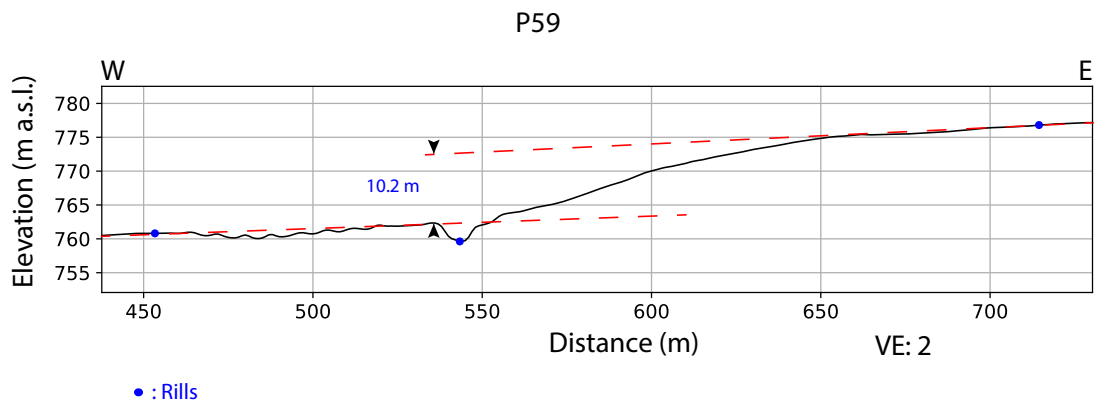
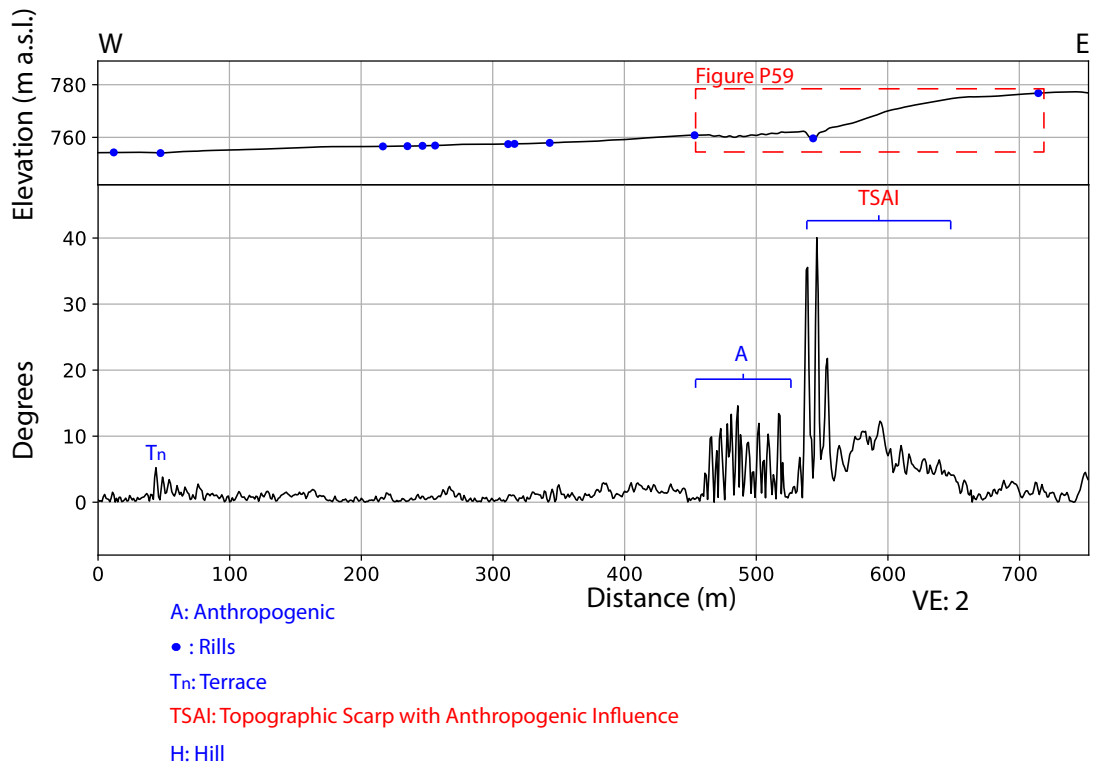
P58: North of Quebrada Honda stream



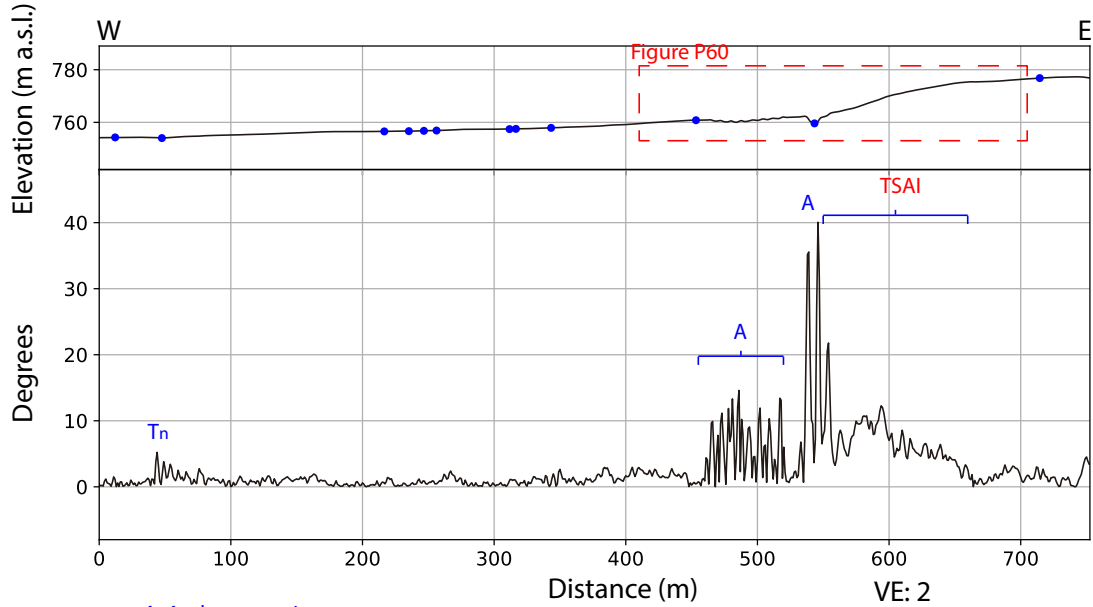
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional Slope Change
- H: Hill

VE: 2

P59: North of Quebrada Honda stream

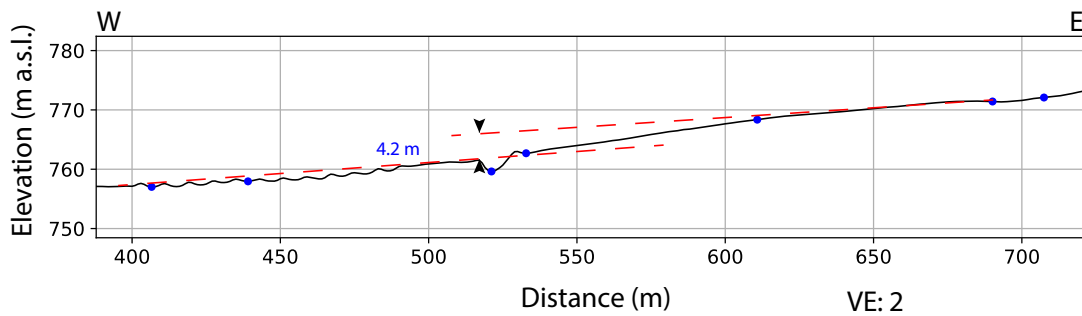


P60: North of Quebrada Honda stream



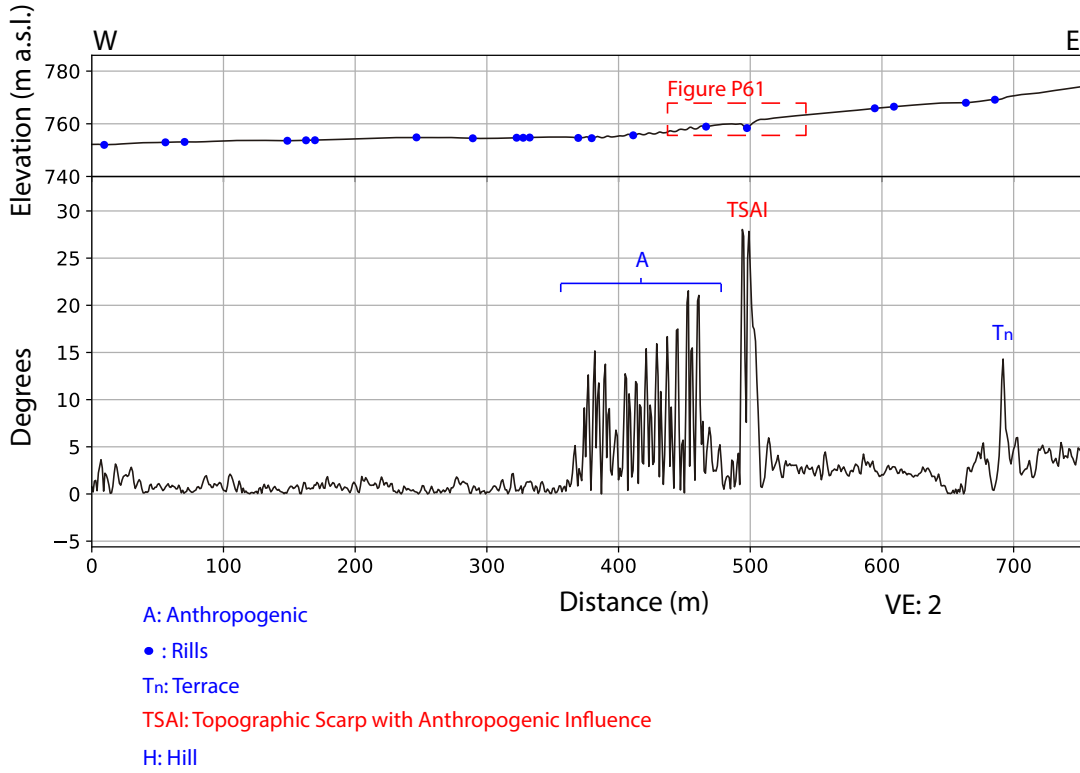
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

P60

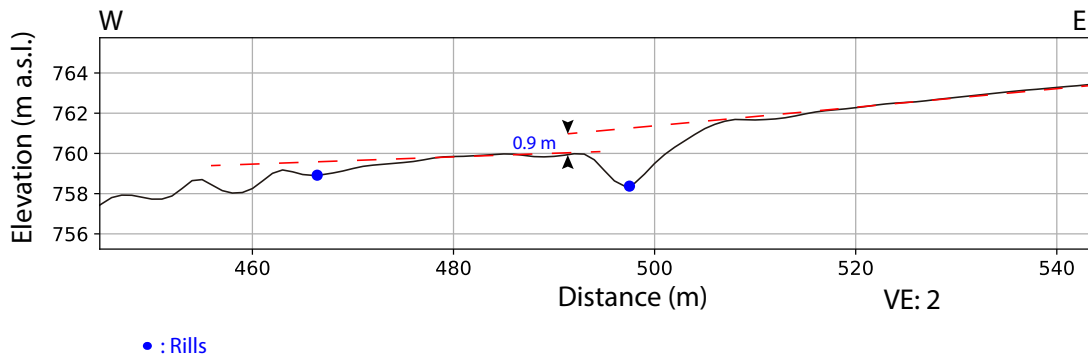


- : Rills

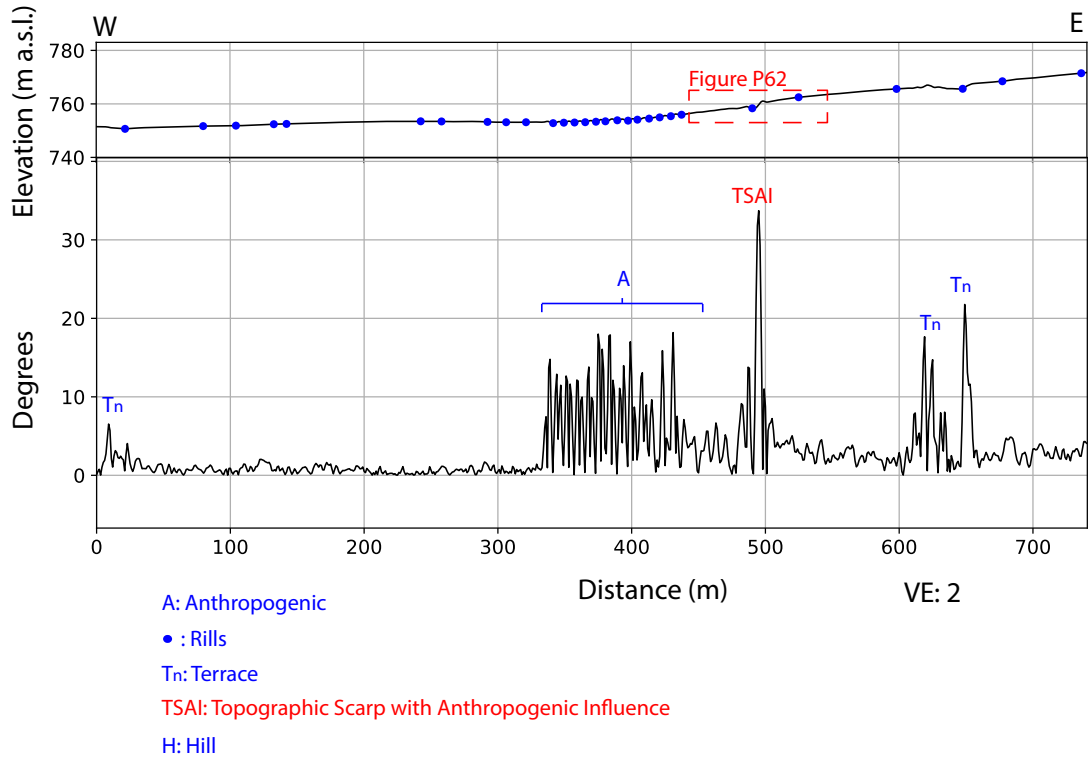
P61: North of Quebrada Honda stream



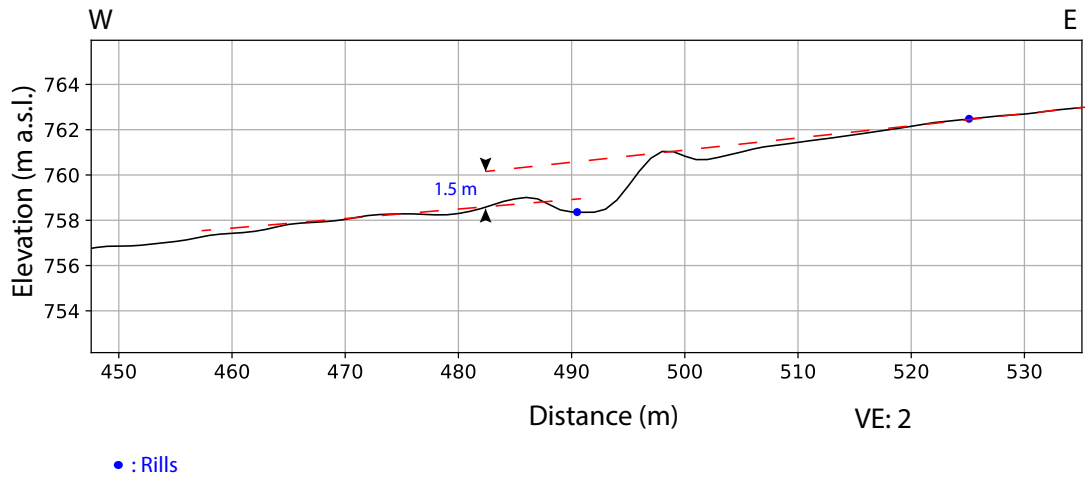
P61



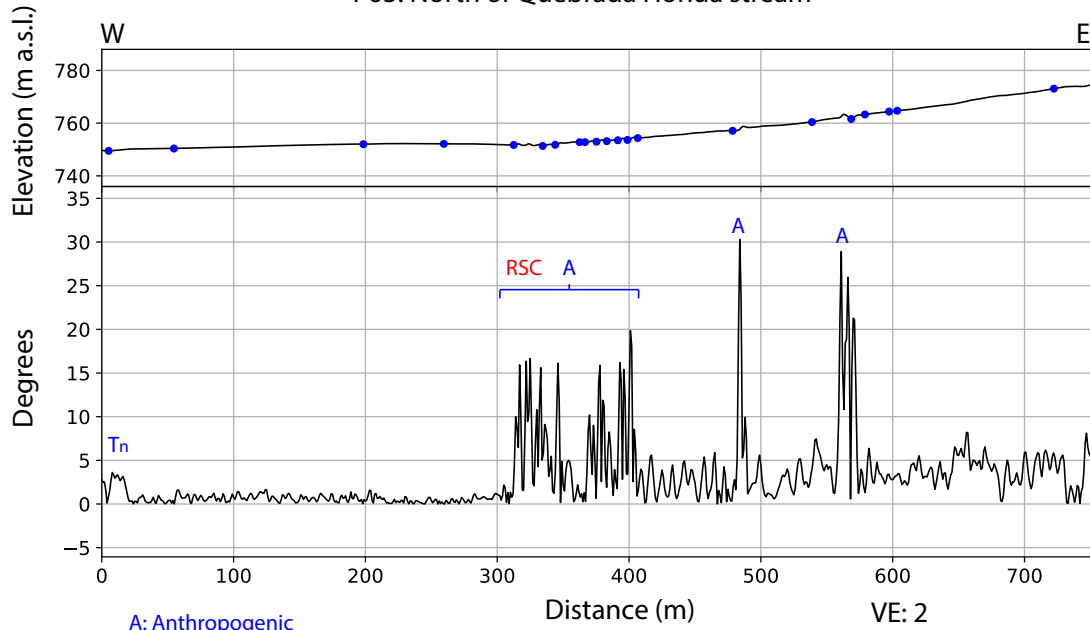
P62: North of Quebrada Honda stream



P62

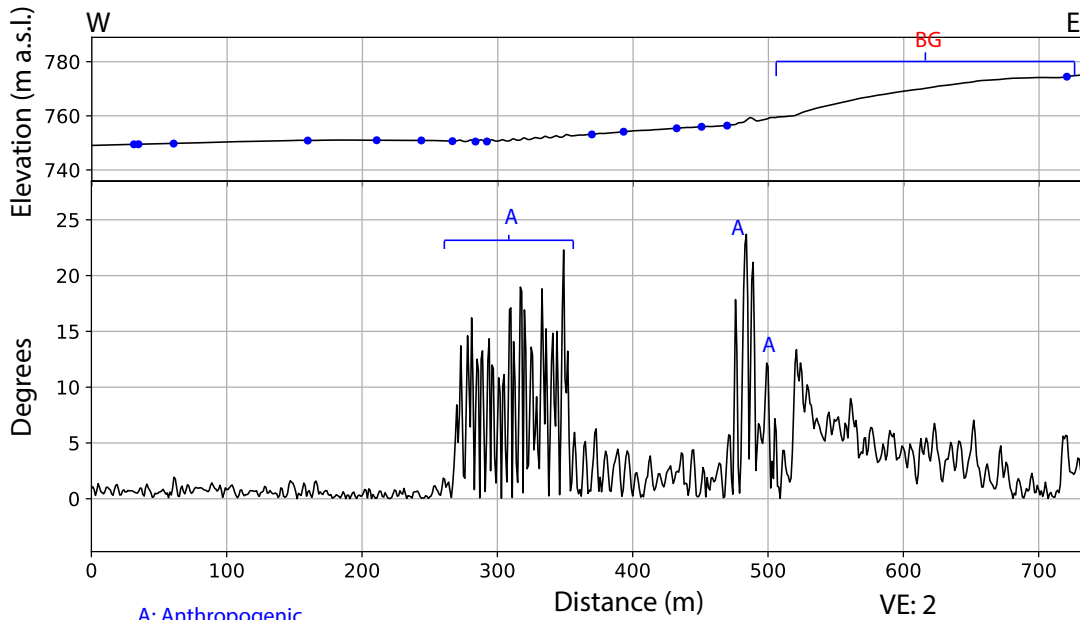


P63: North of Quebrada Honda stream



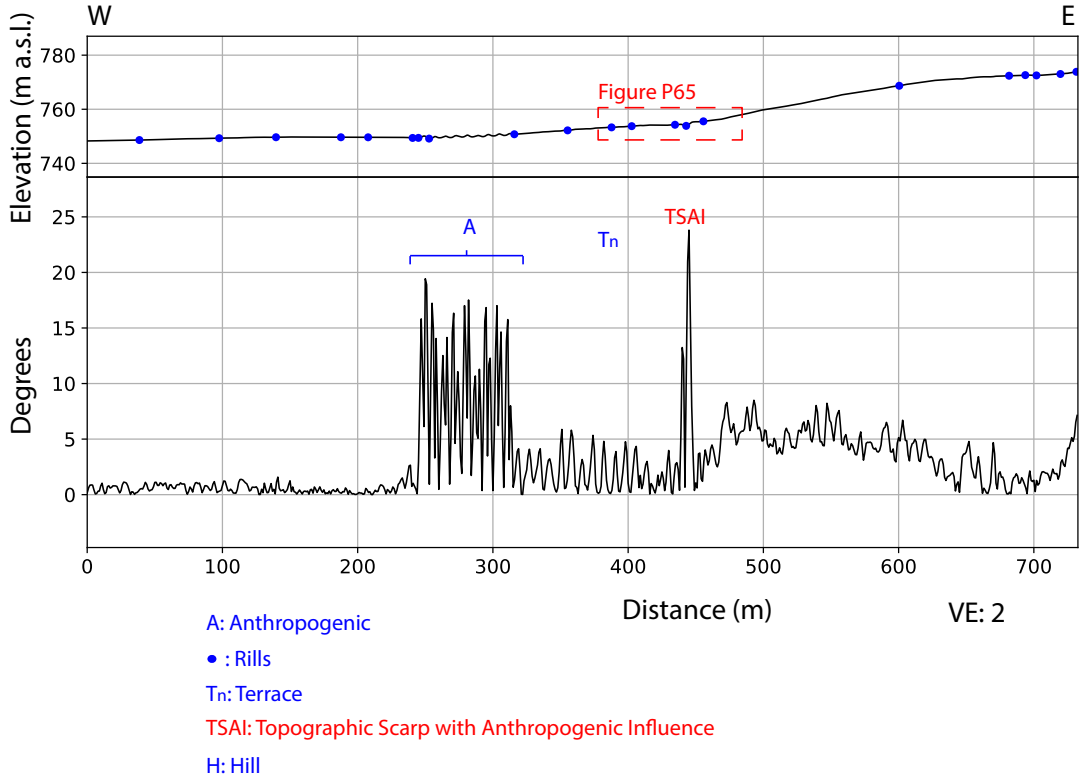
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P64: North of Quebrada Honda stream

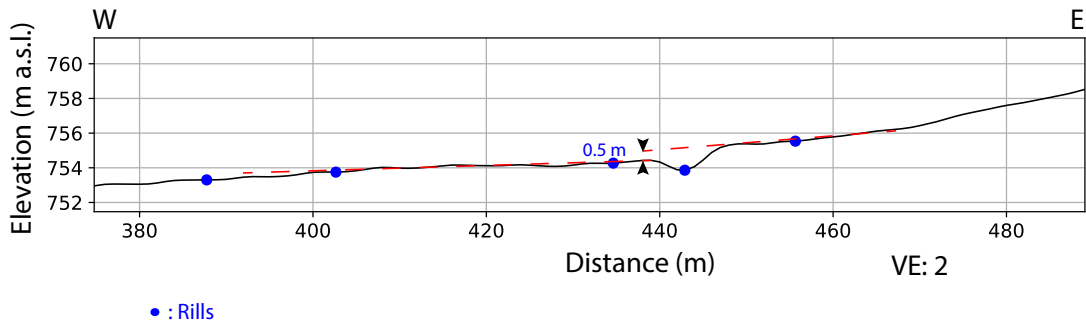


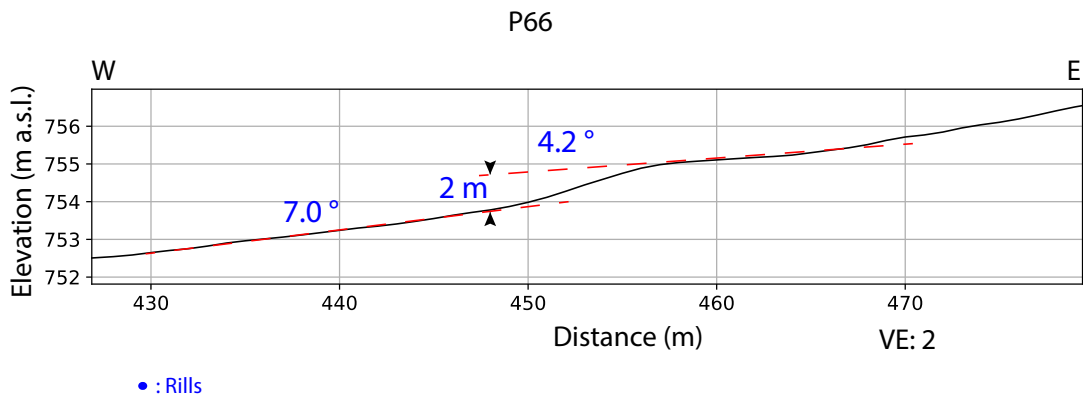
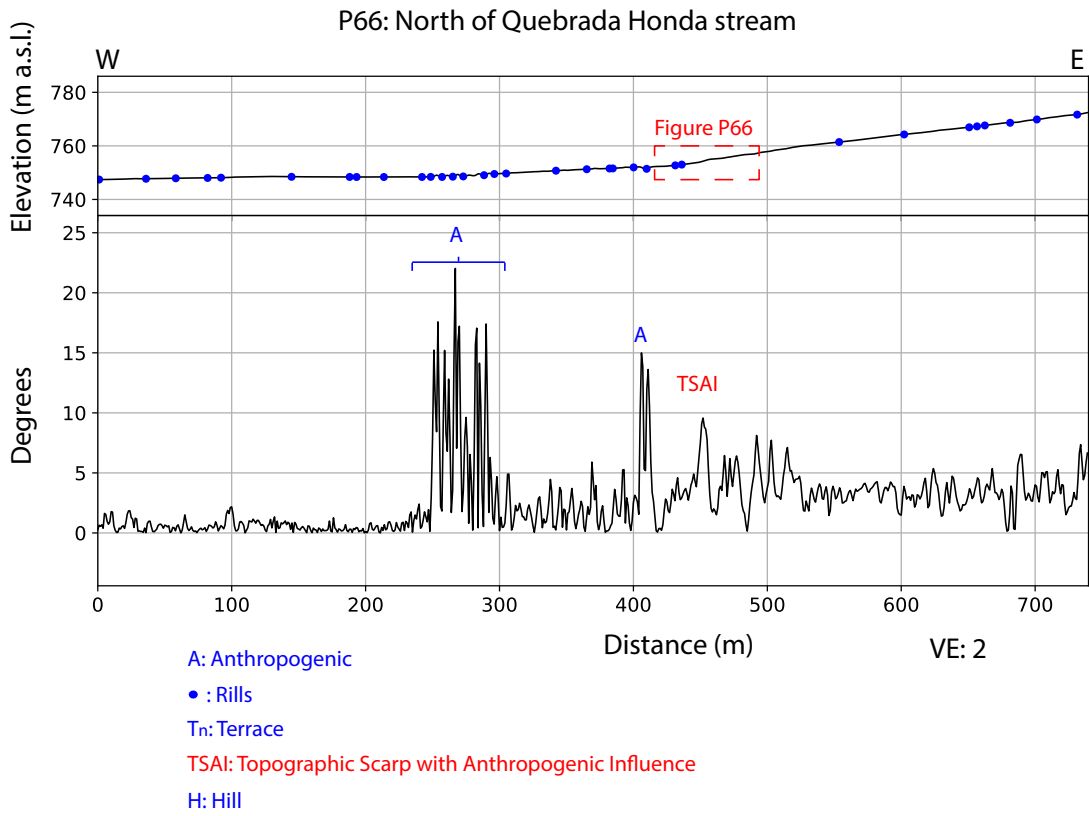
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- BG: Bulging
- H: Hill

P65: North of Quebrada Honda stream

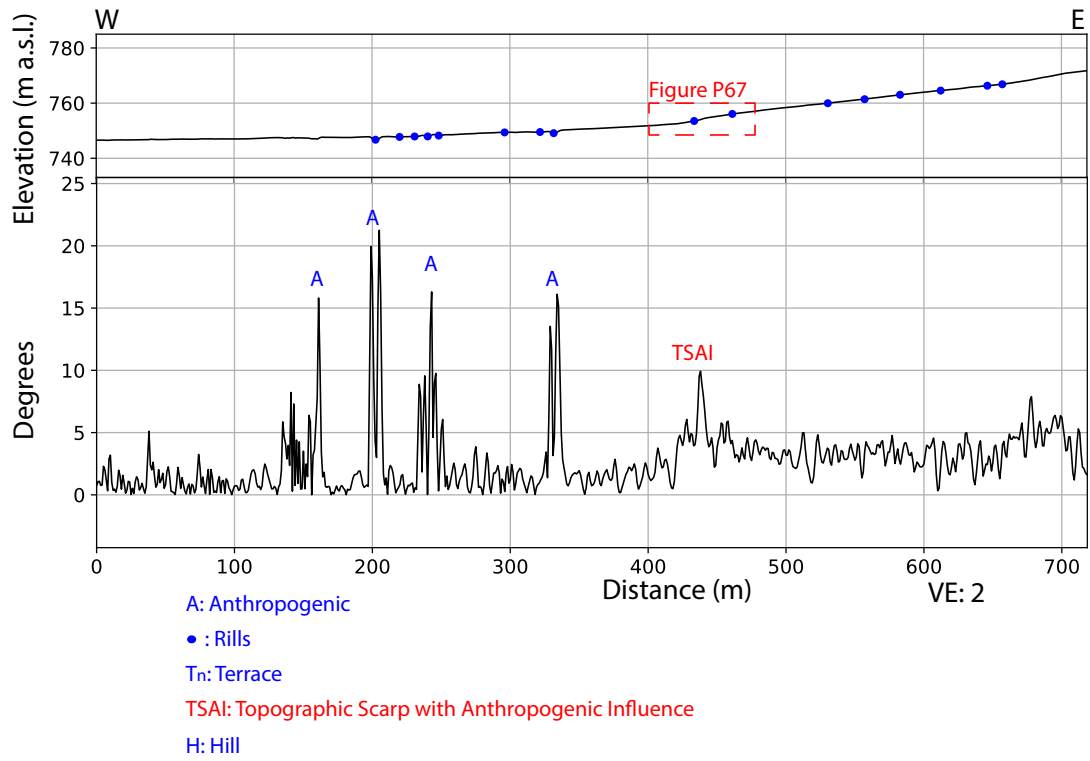


P65

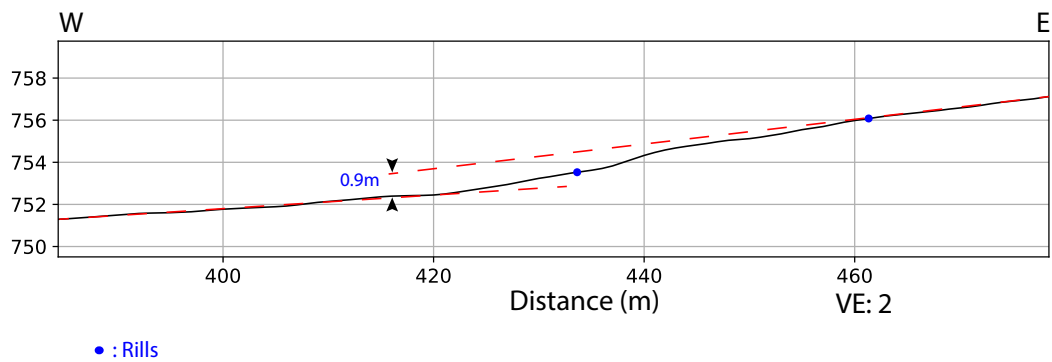




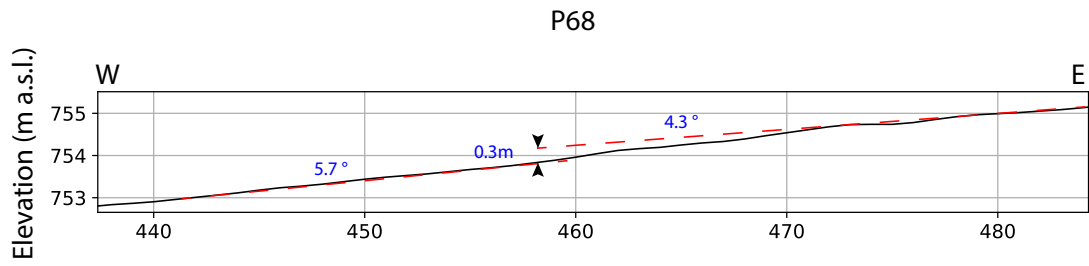
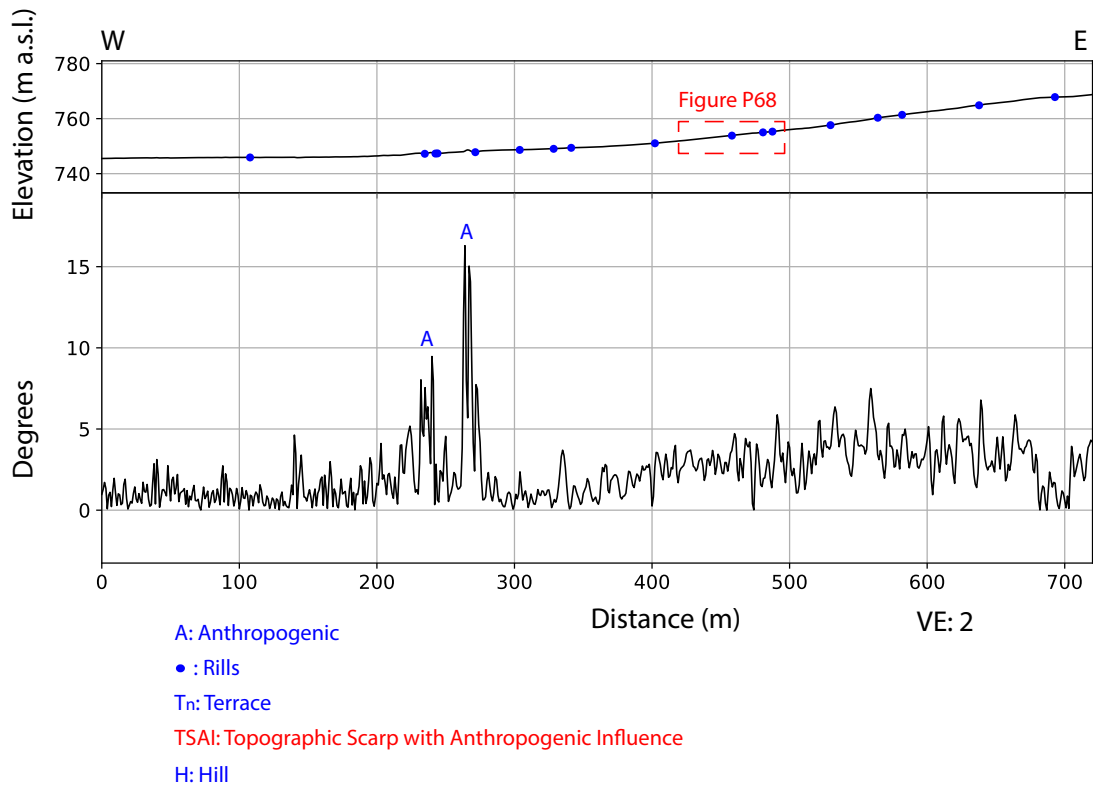
P67: North of Quebrada Honda stream



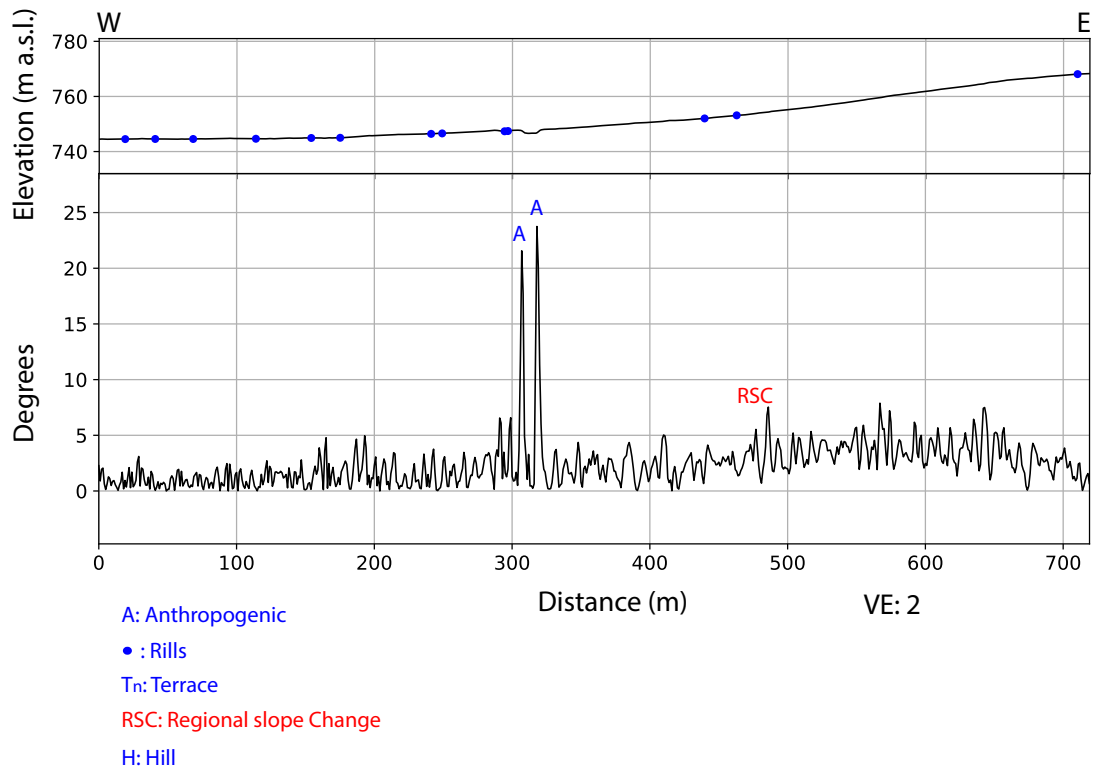
P67



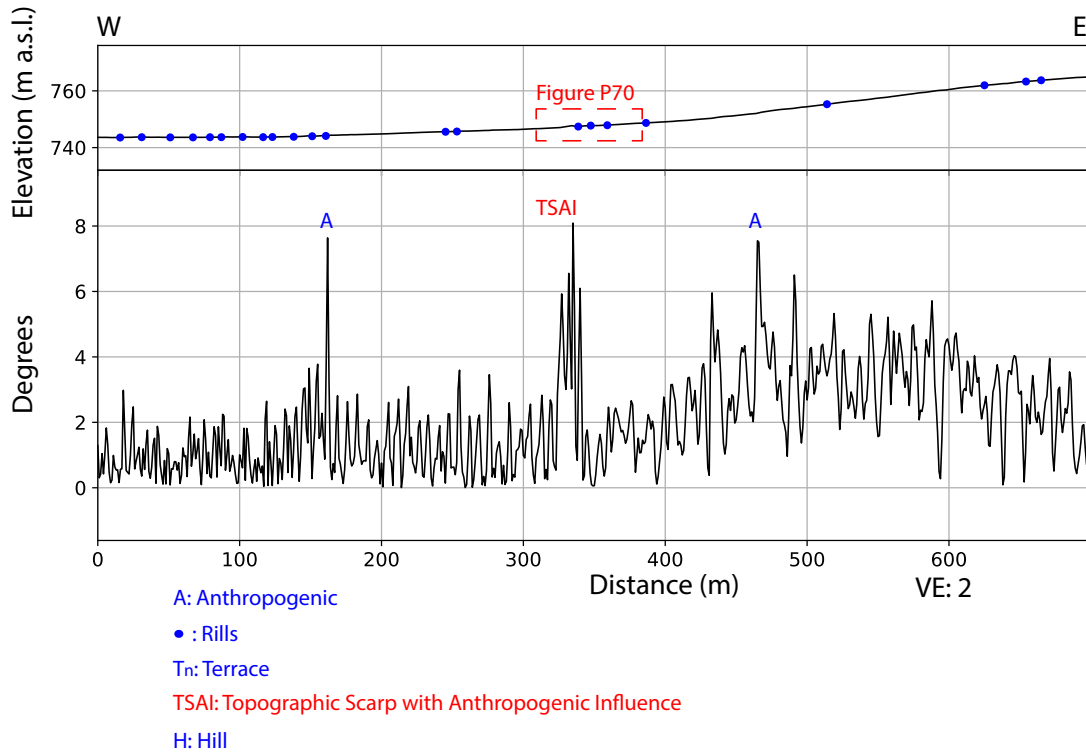
P68: North of Quebrada Honda stream



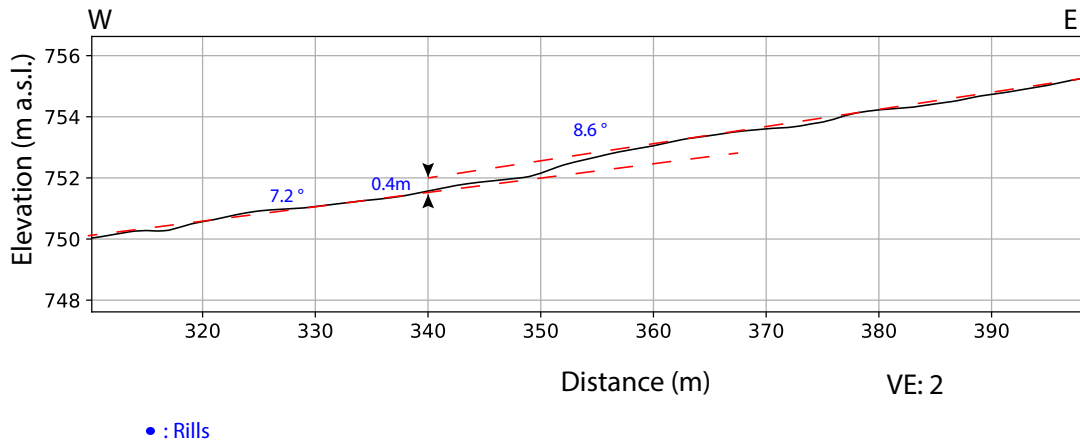
P69: North of Quebrada Honda stream



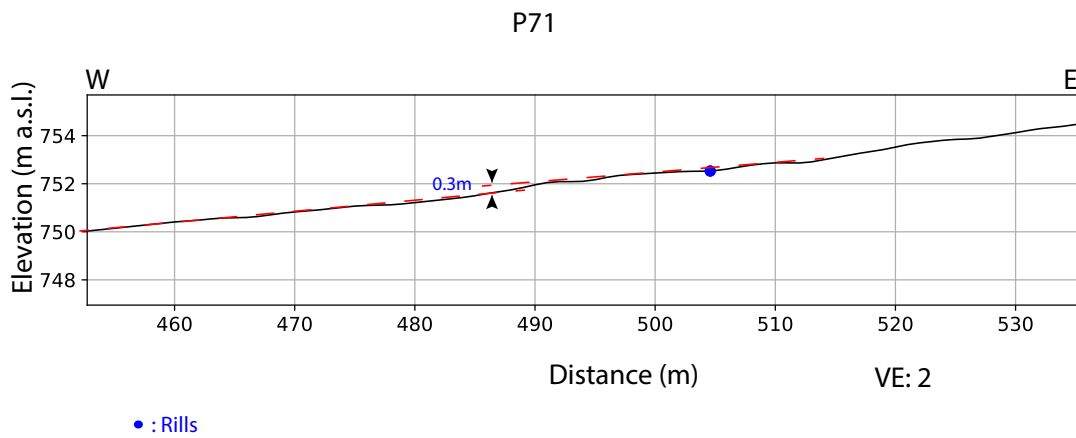
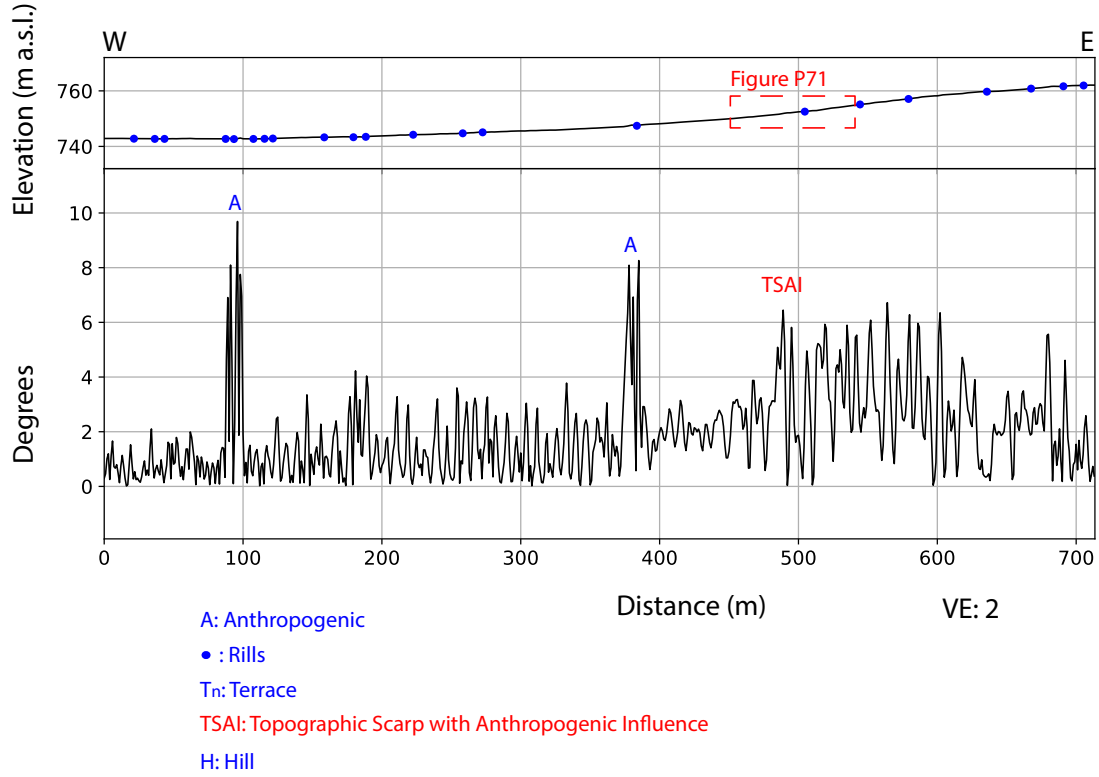
P70: North of Quebrada Honda stream



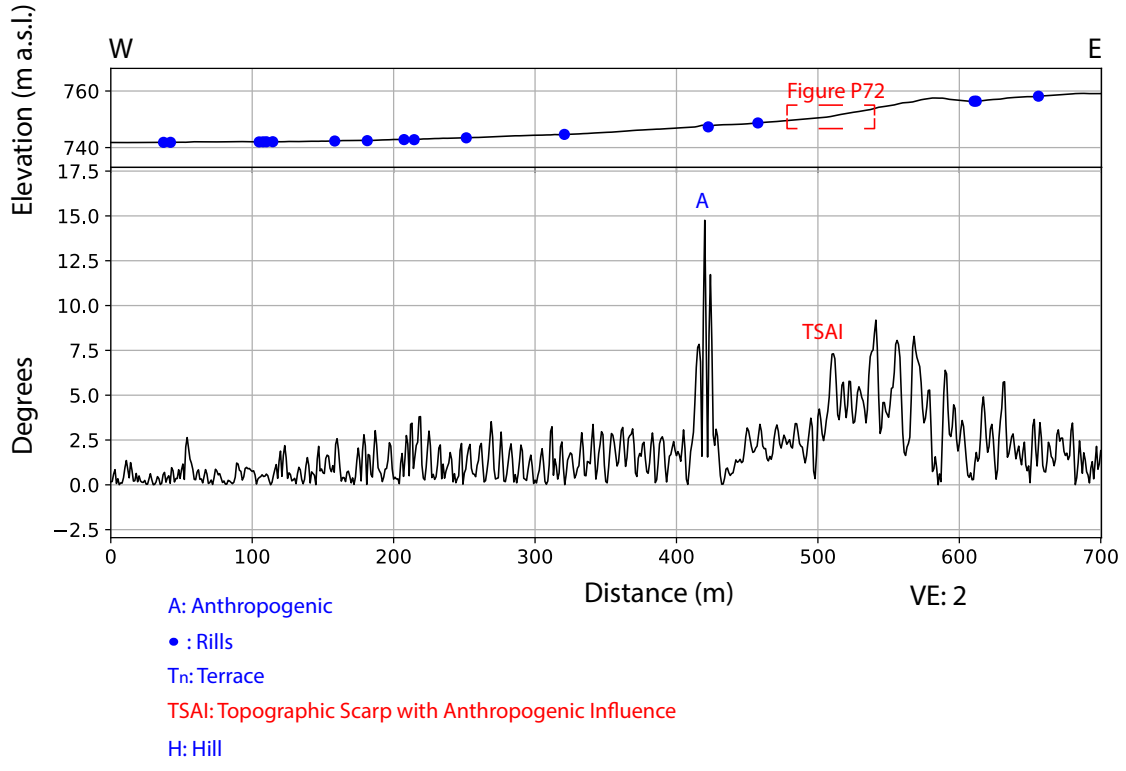
P70



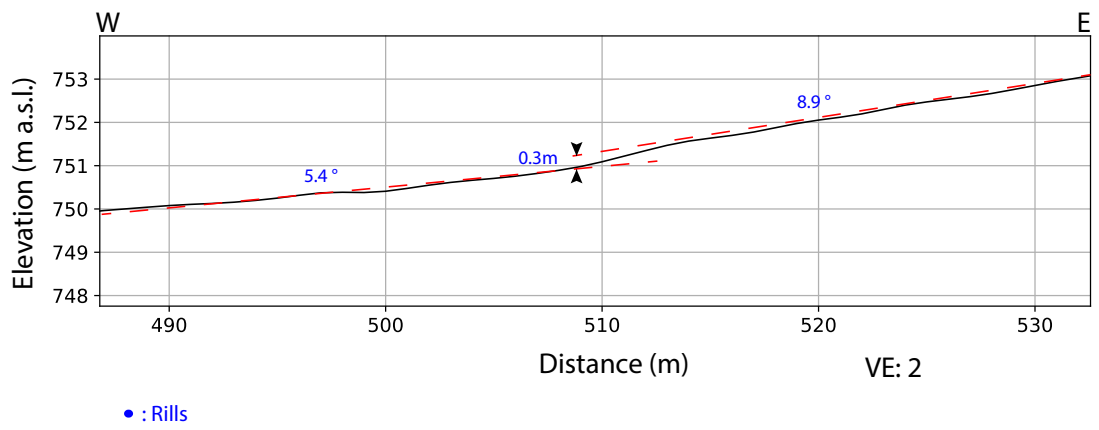
P71: North of Quebrada Honda stream



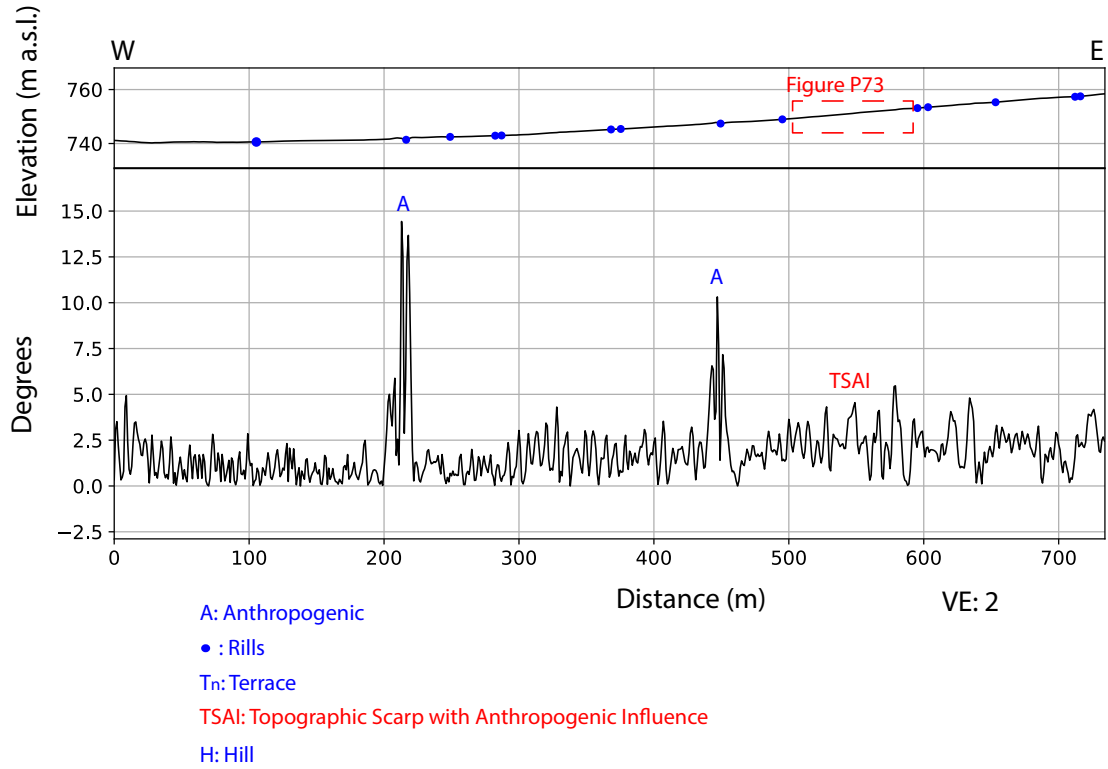
P72: North of Quebrada Honda stream



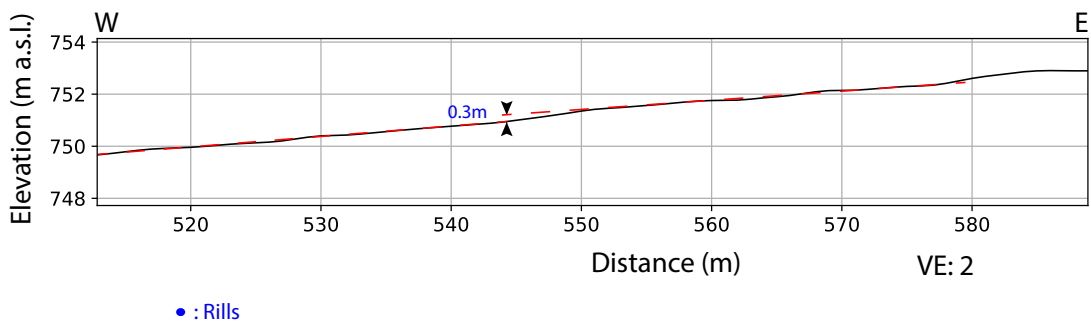
P72

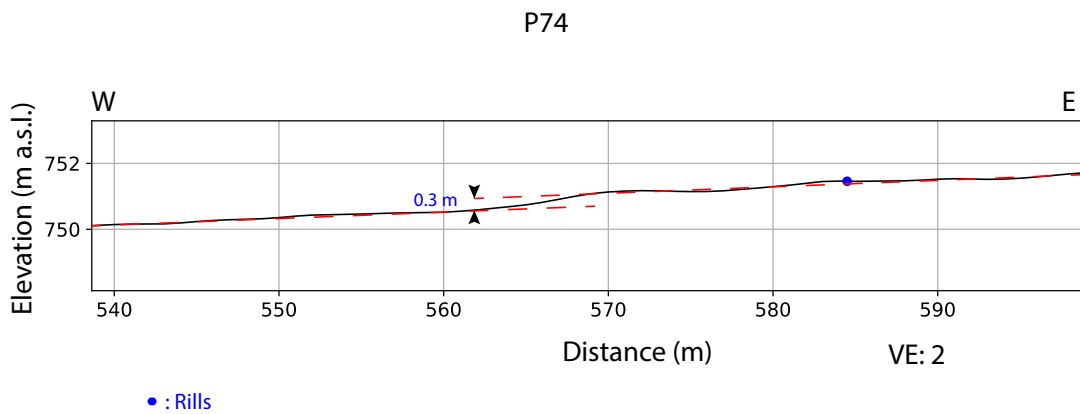
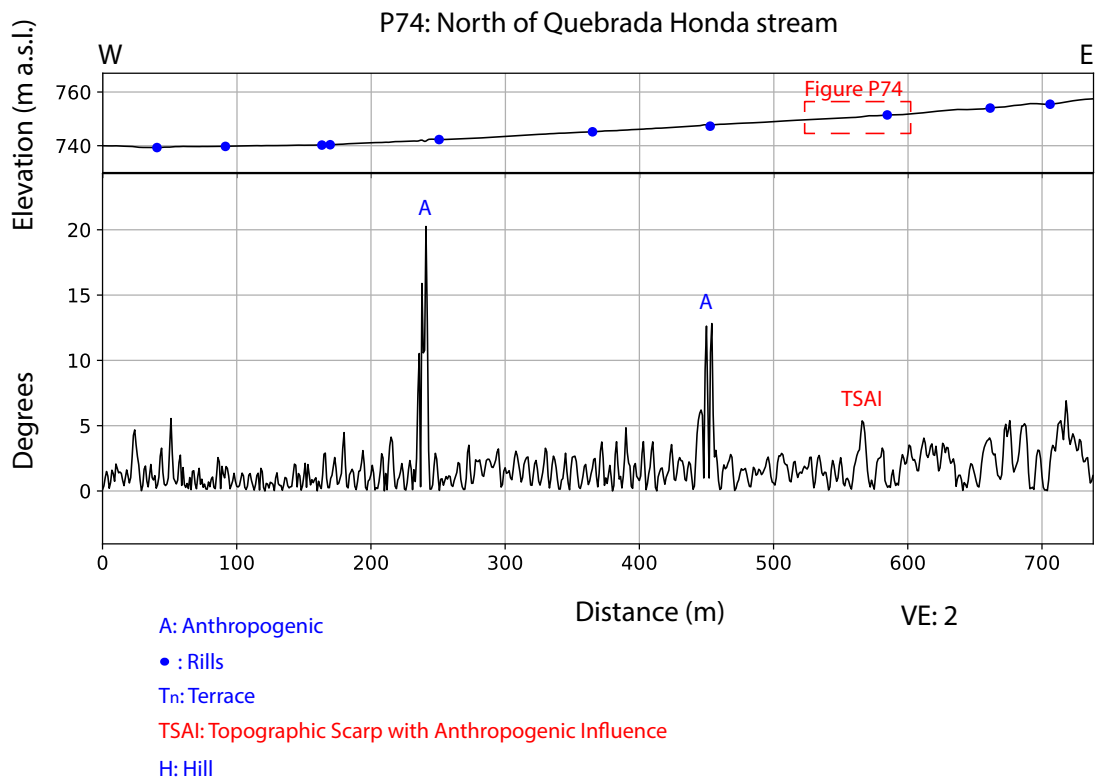


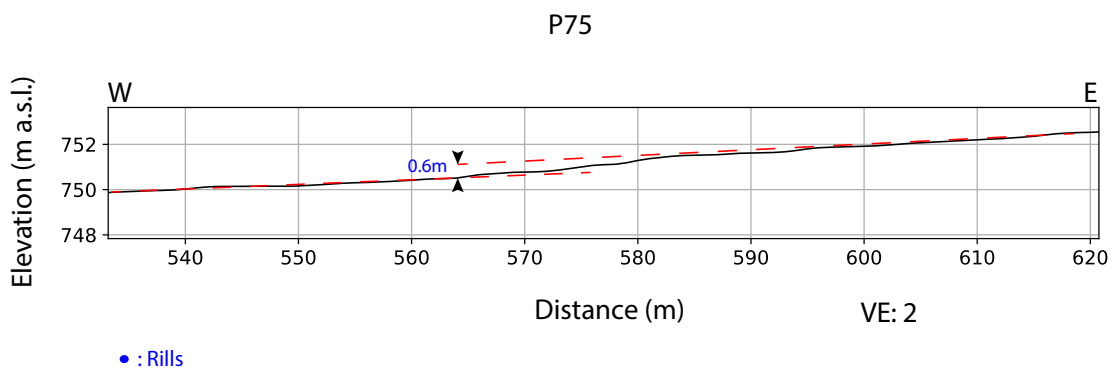
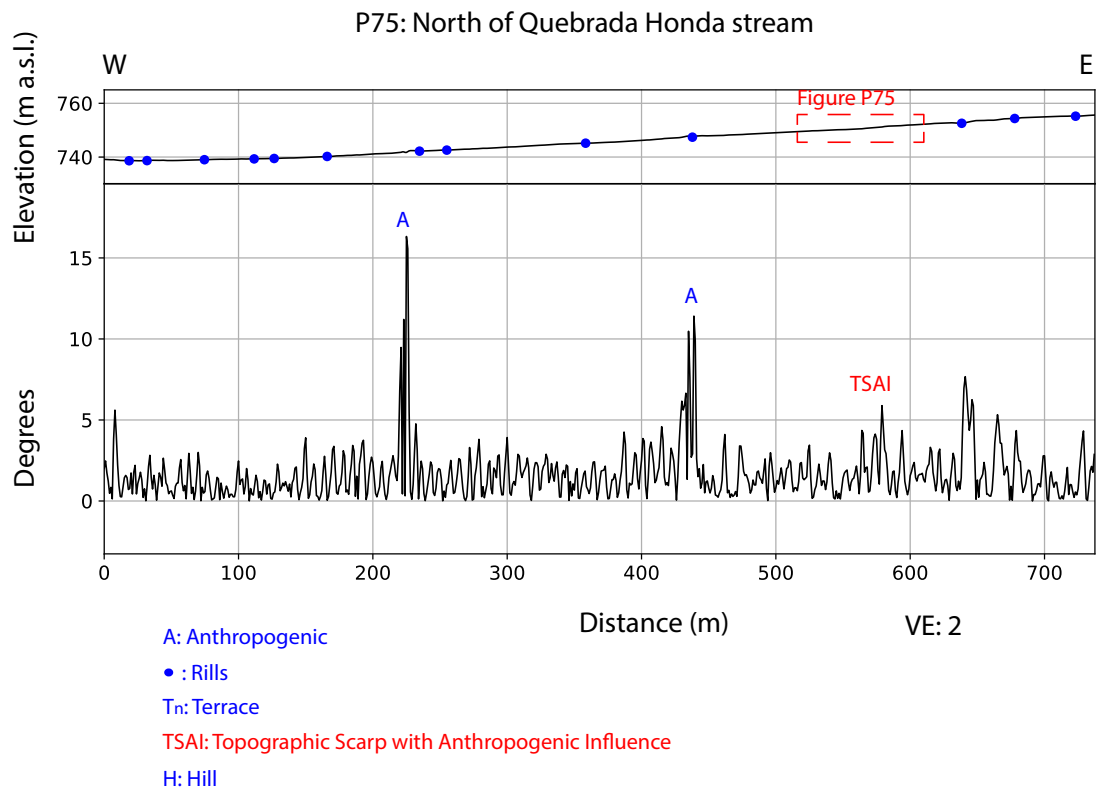
P73: North of Quebrada Honda stream

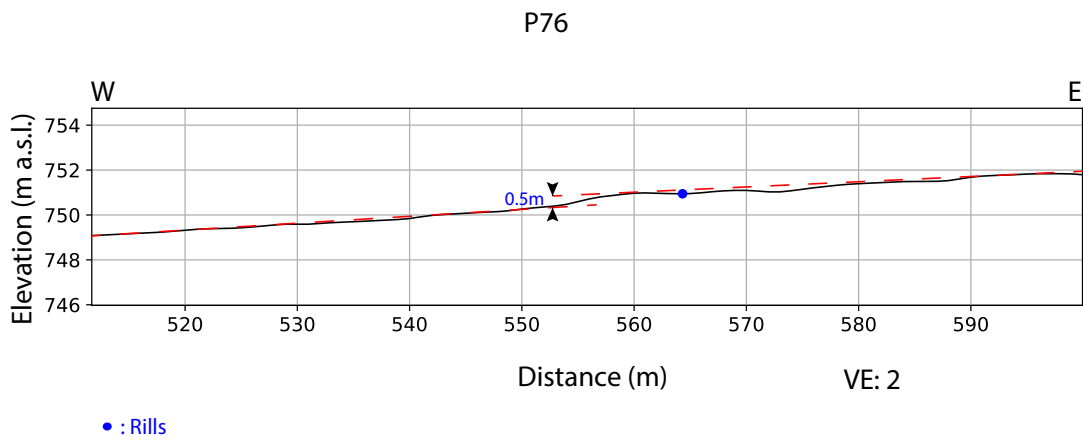
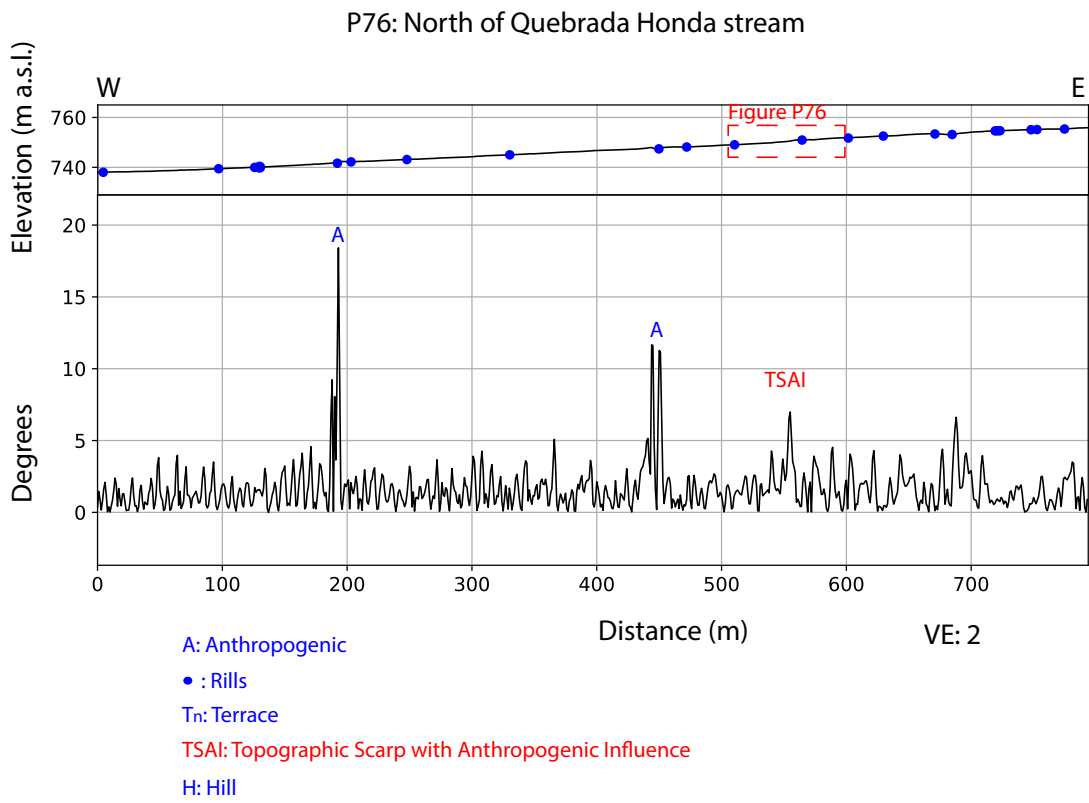


P73

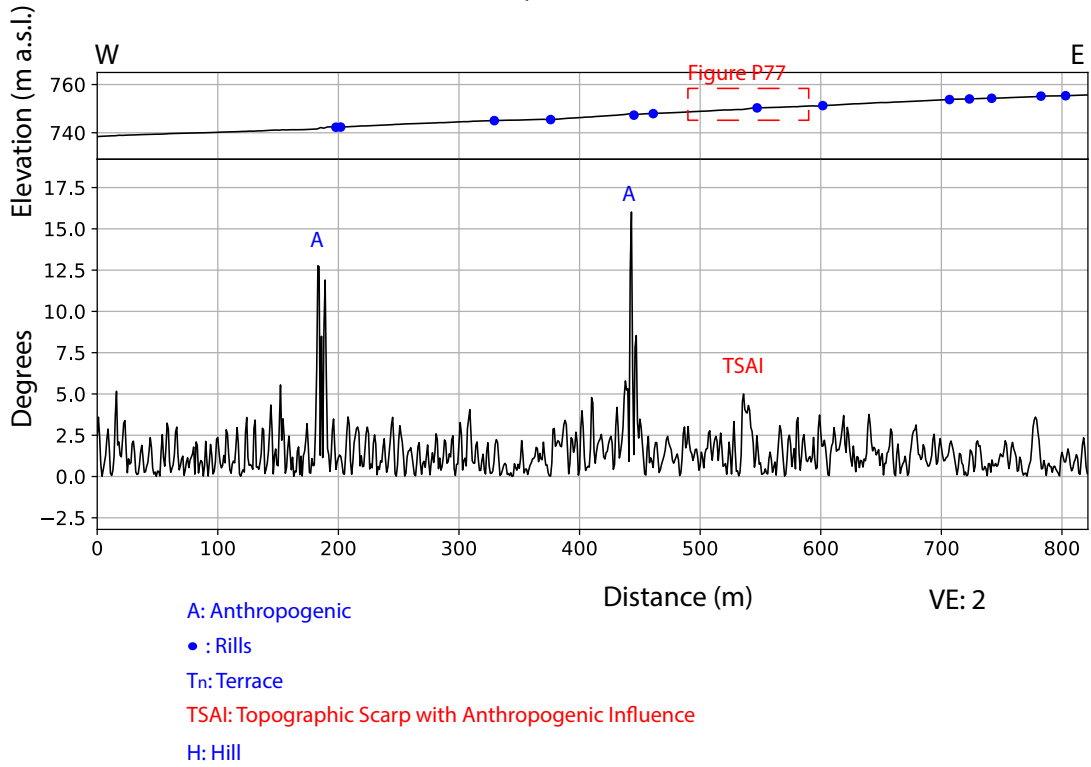




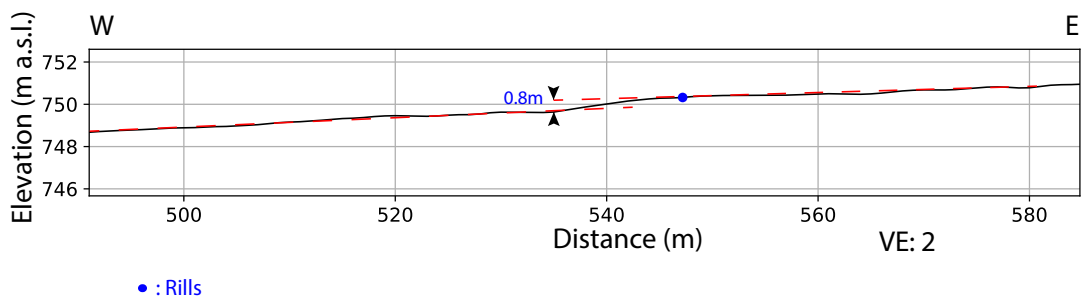


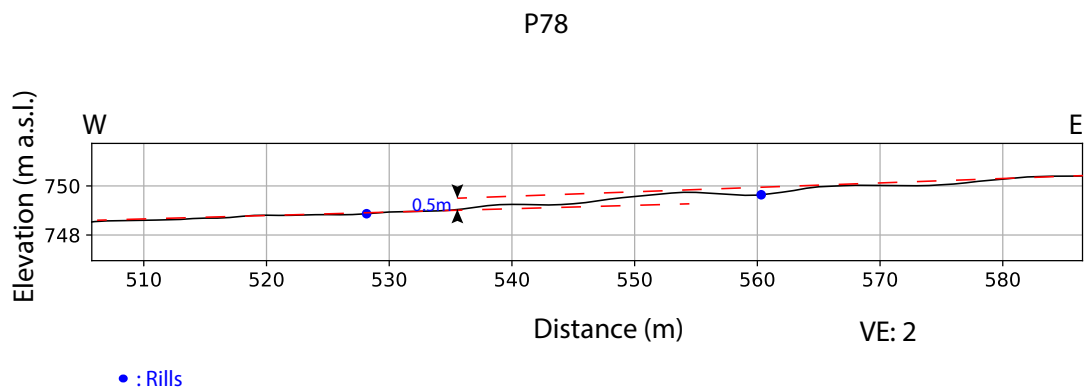
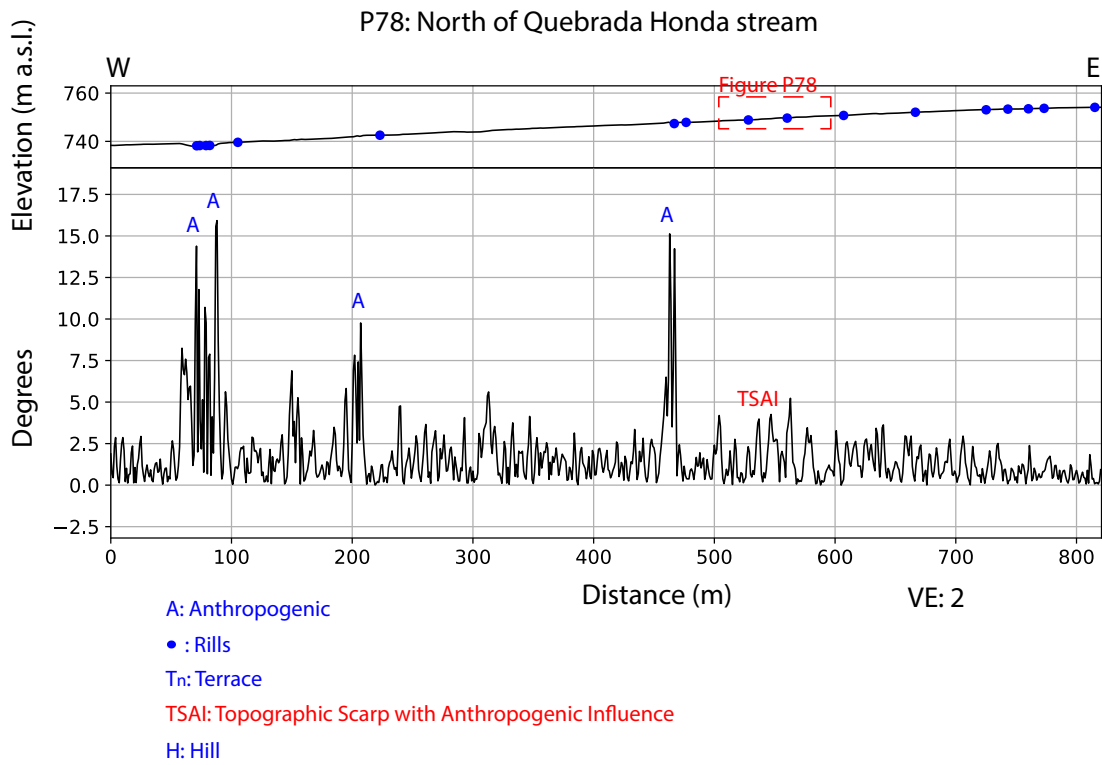


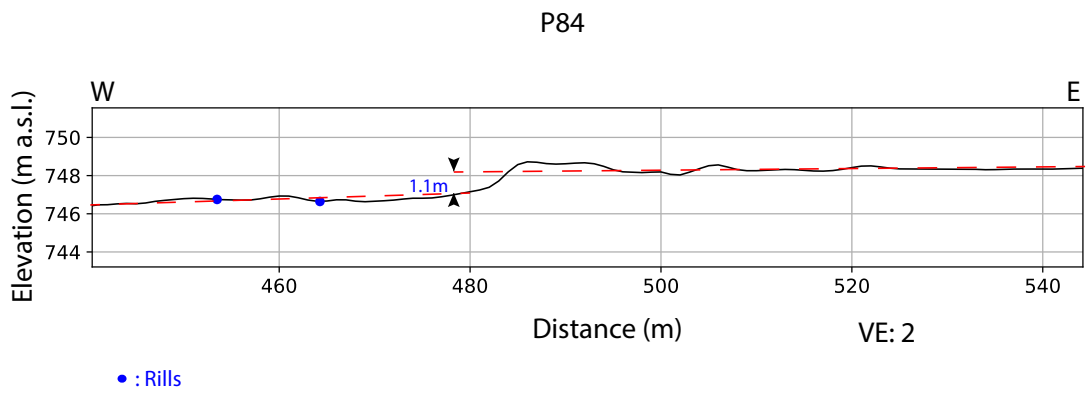
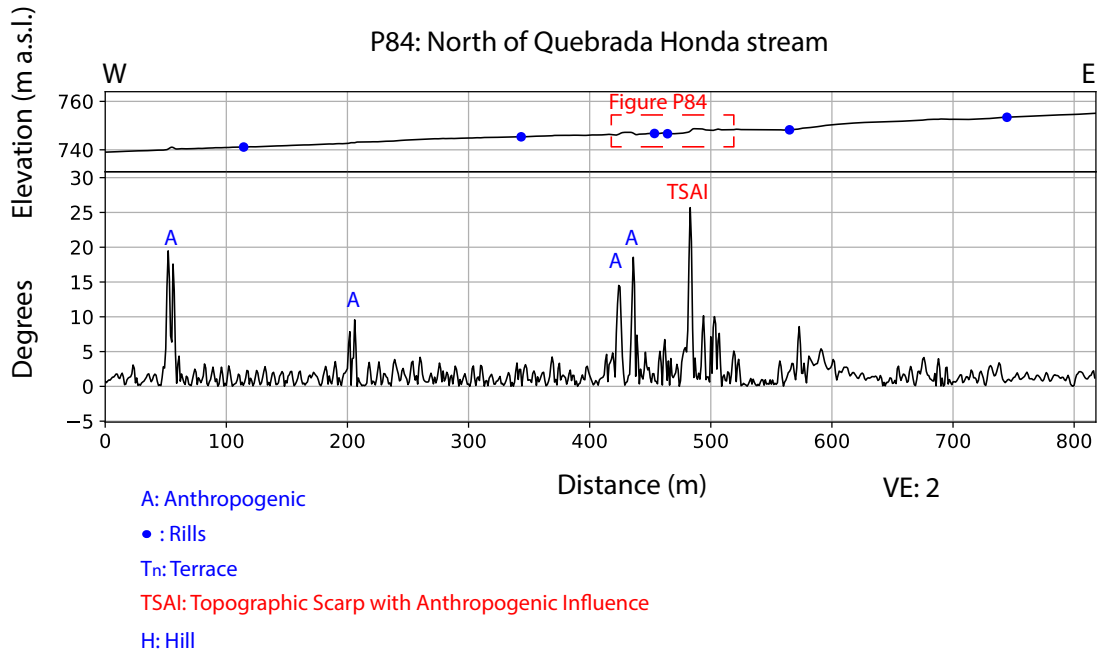
P77: North of Quebrada Honda stream



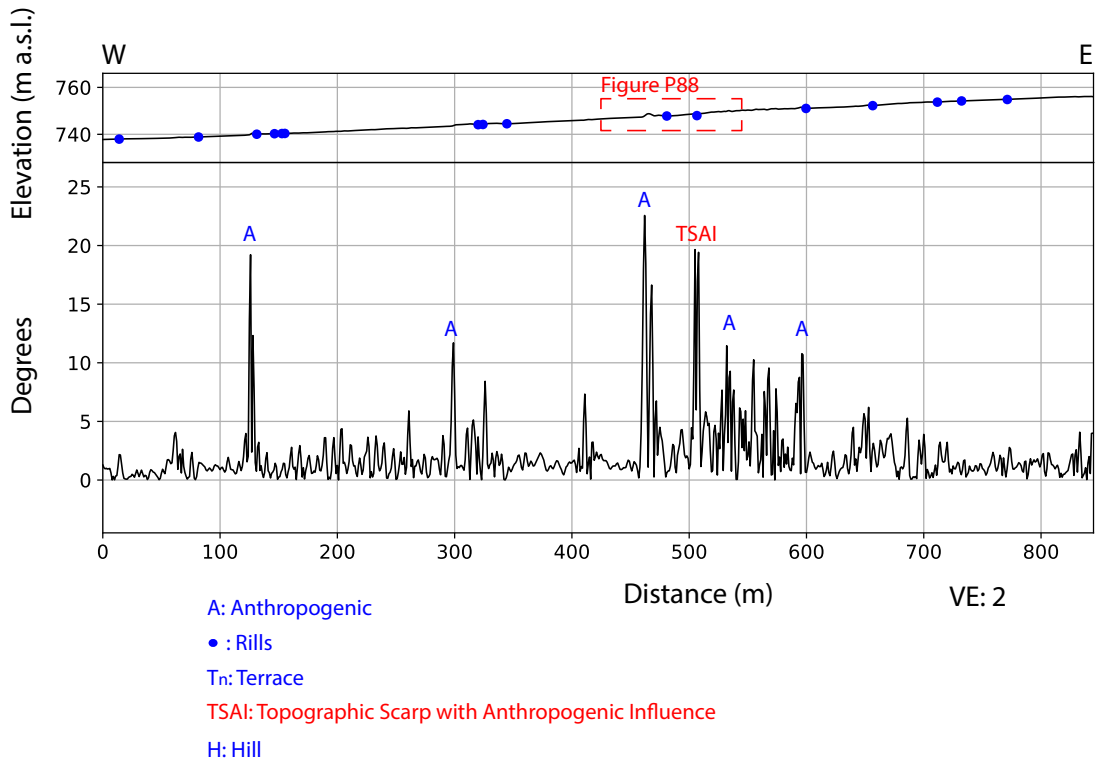
P77



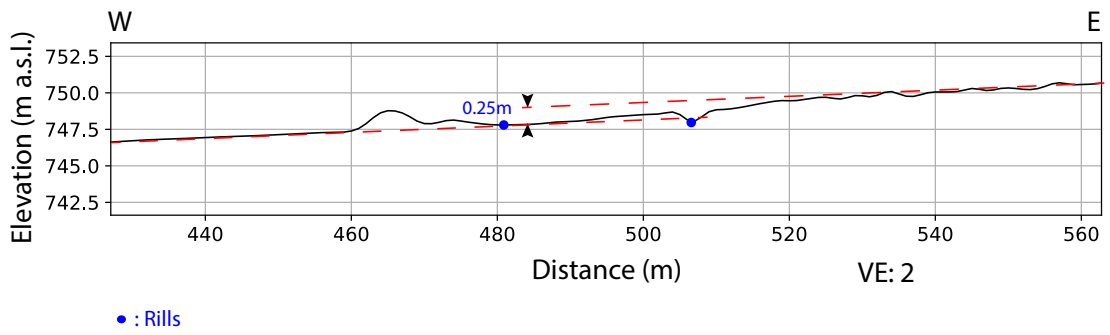




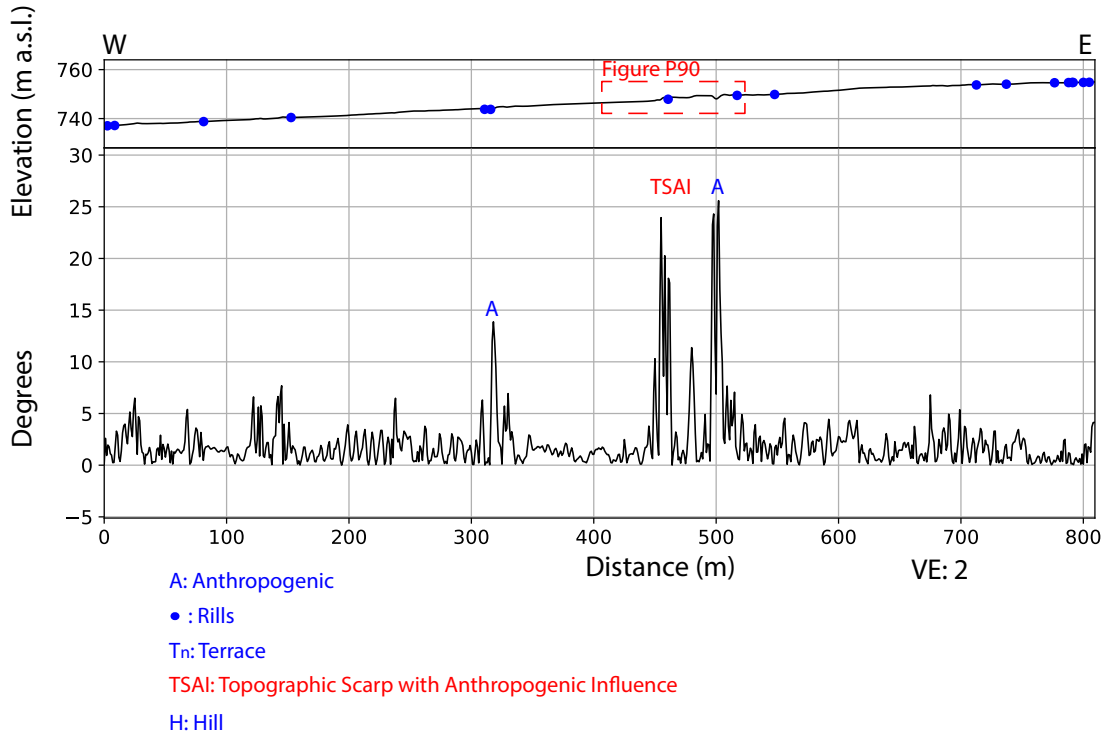
P88: North of Quebrada Honda stream



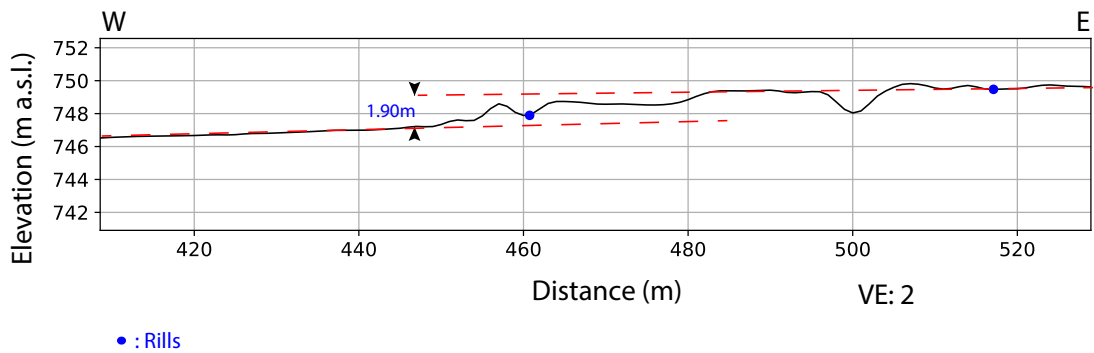
P88



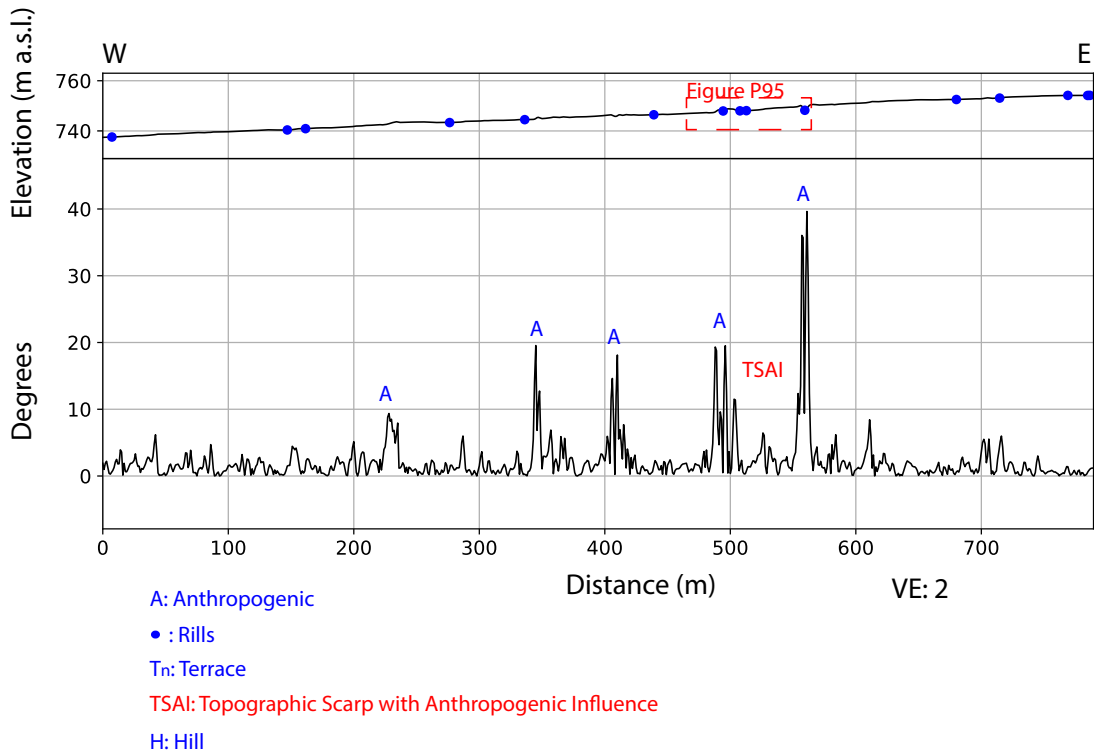
P90: South of Clarillo river



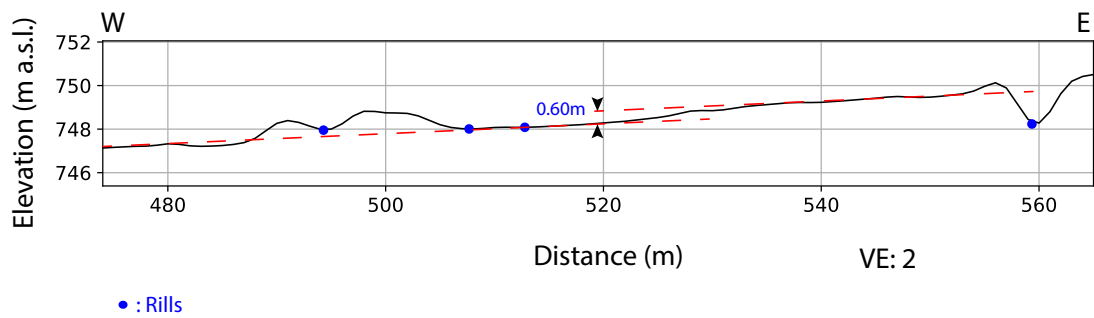
P90

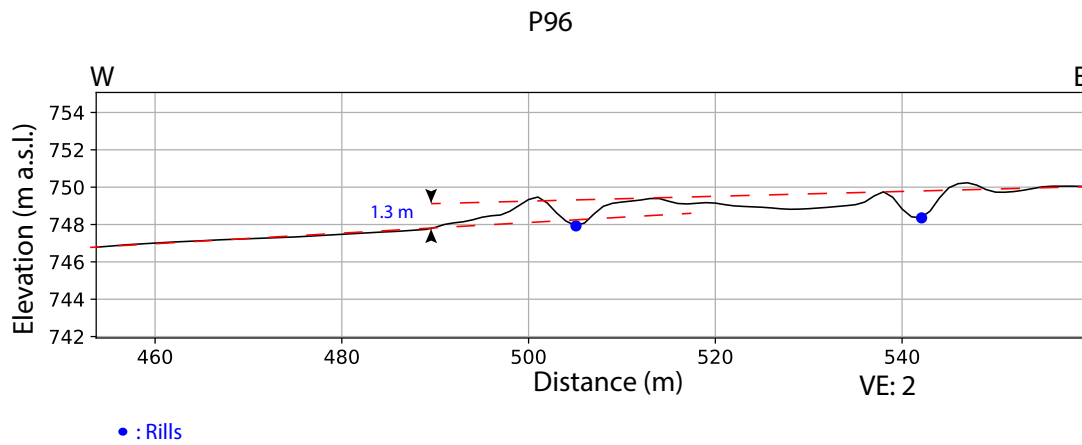
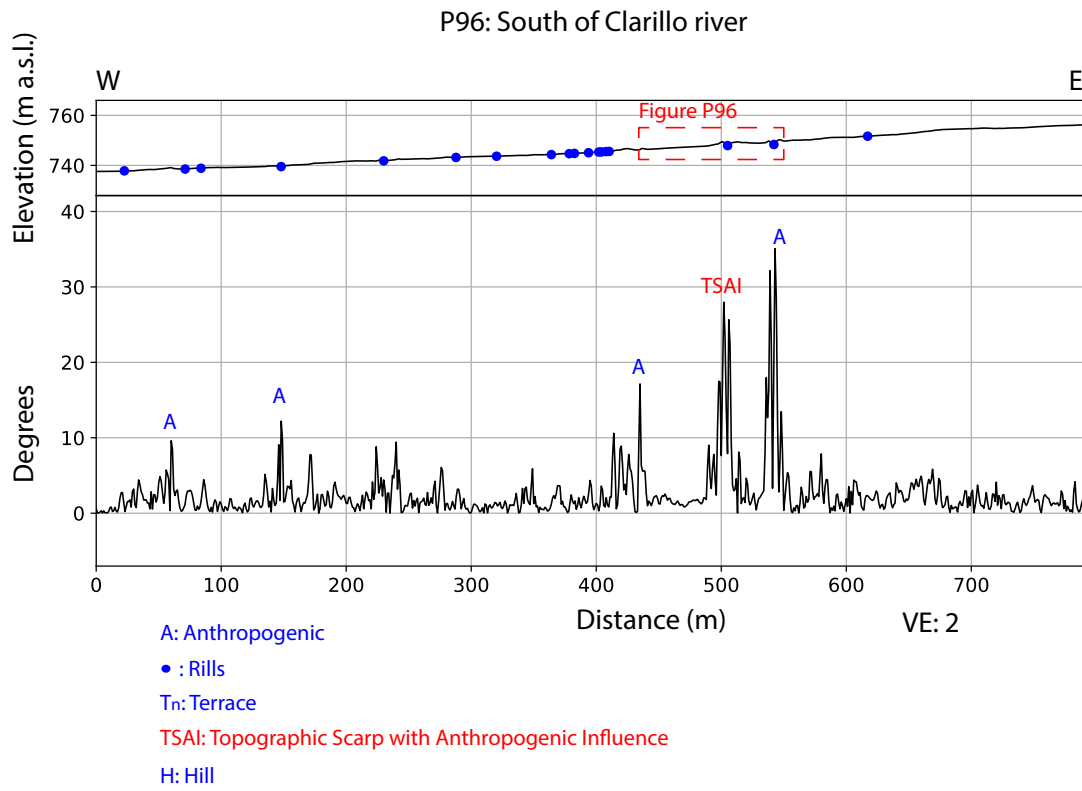


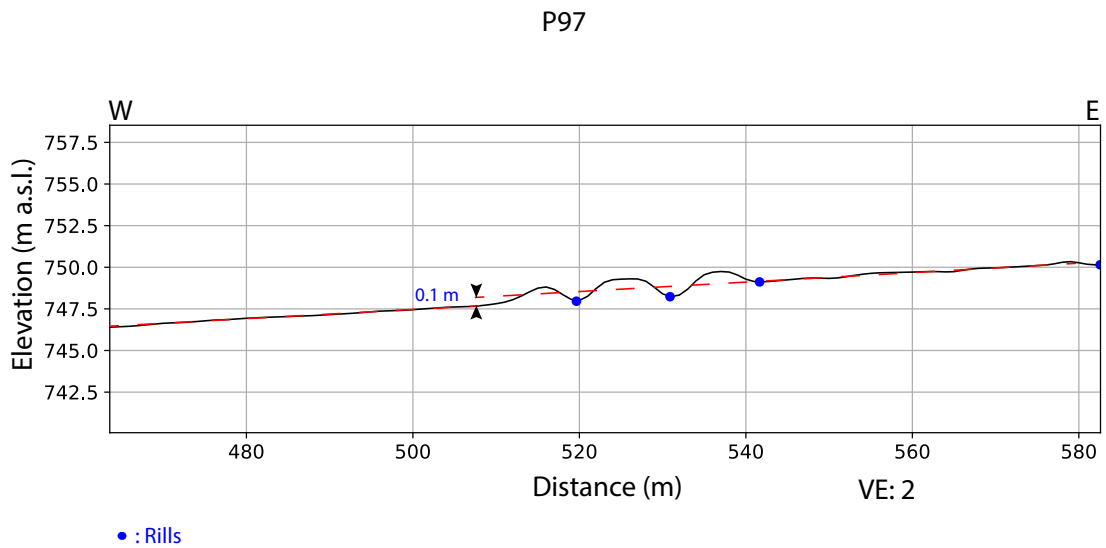
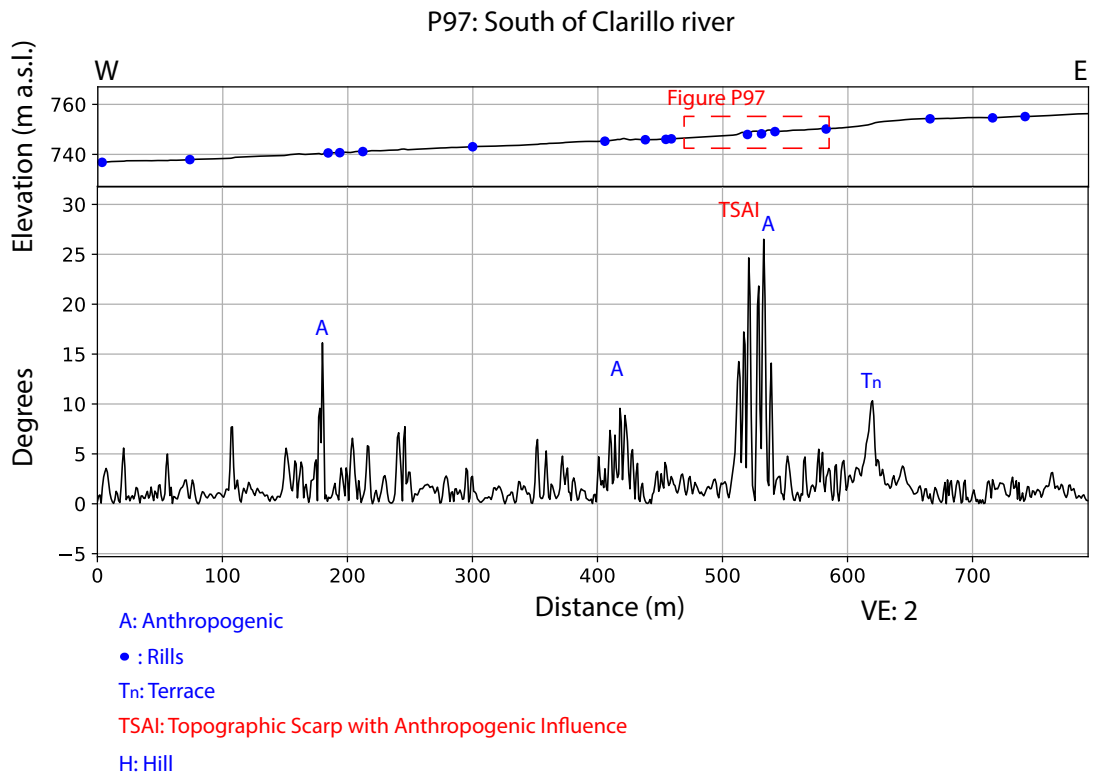
P95: South of Clarillod river



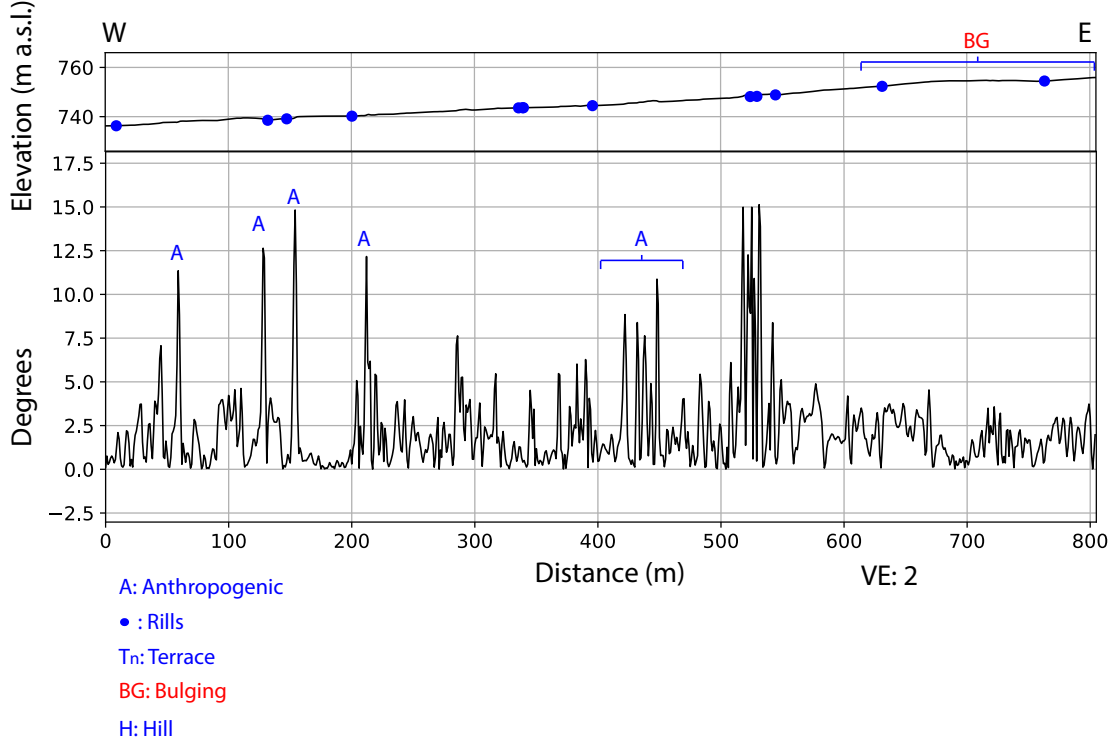
P95



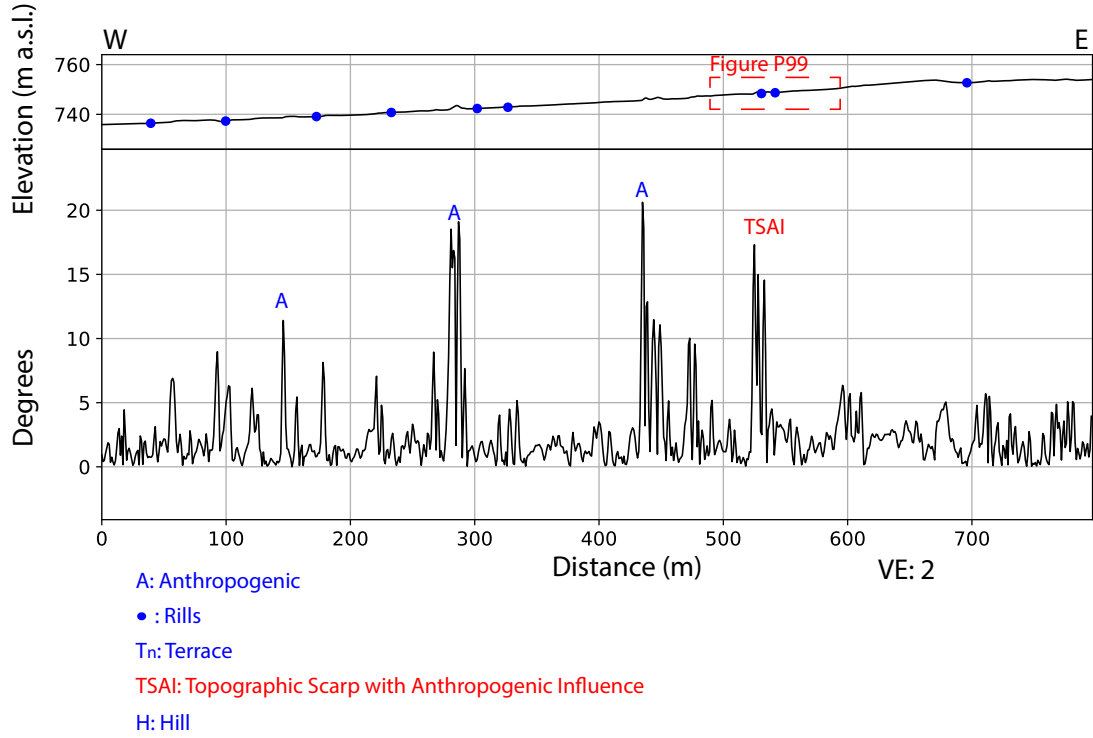




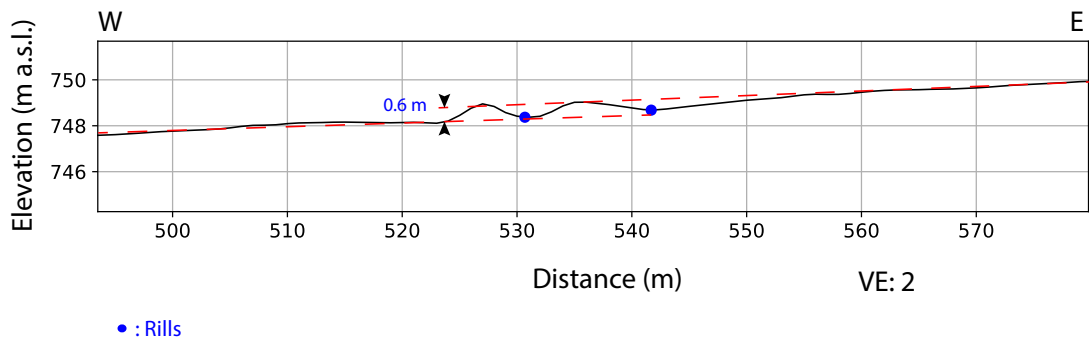
P98: South of Clarillo river



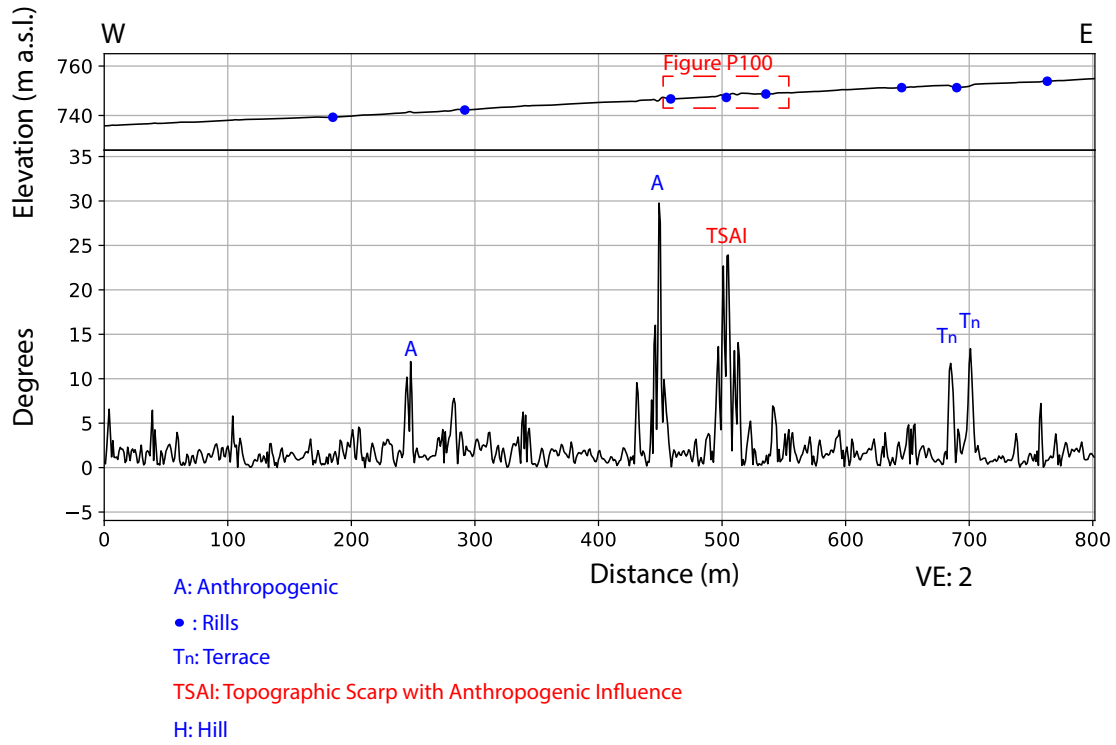
P99: South of Clarillo river



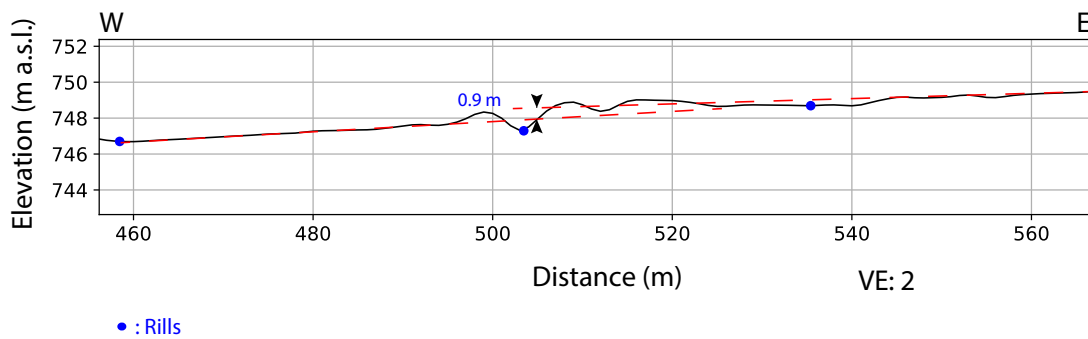
P99



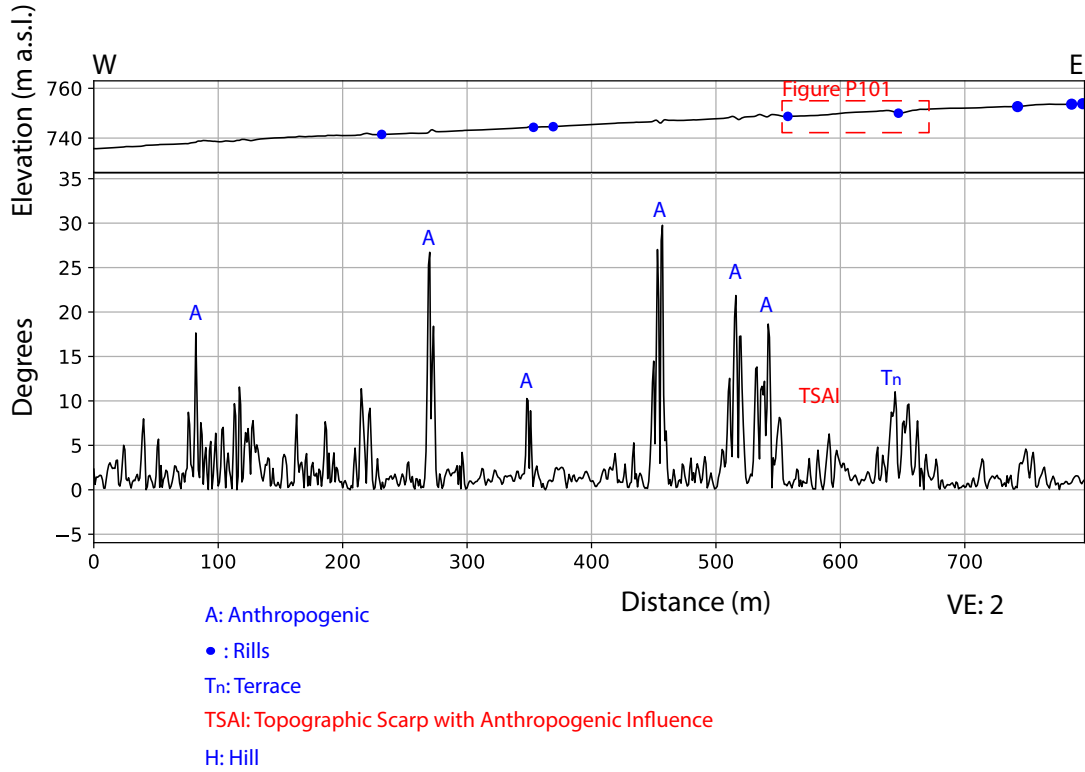
P100: South of Clarillo river



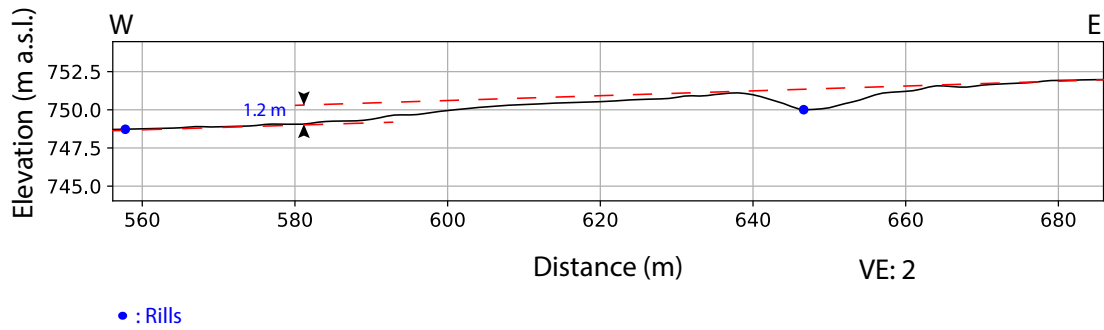
P100



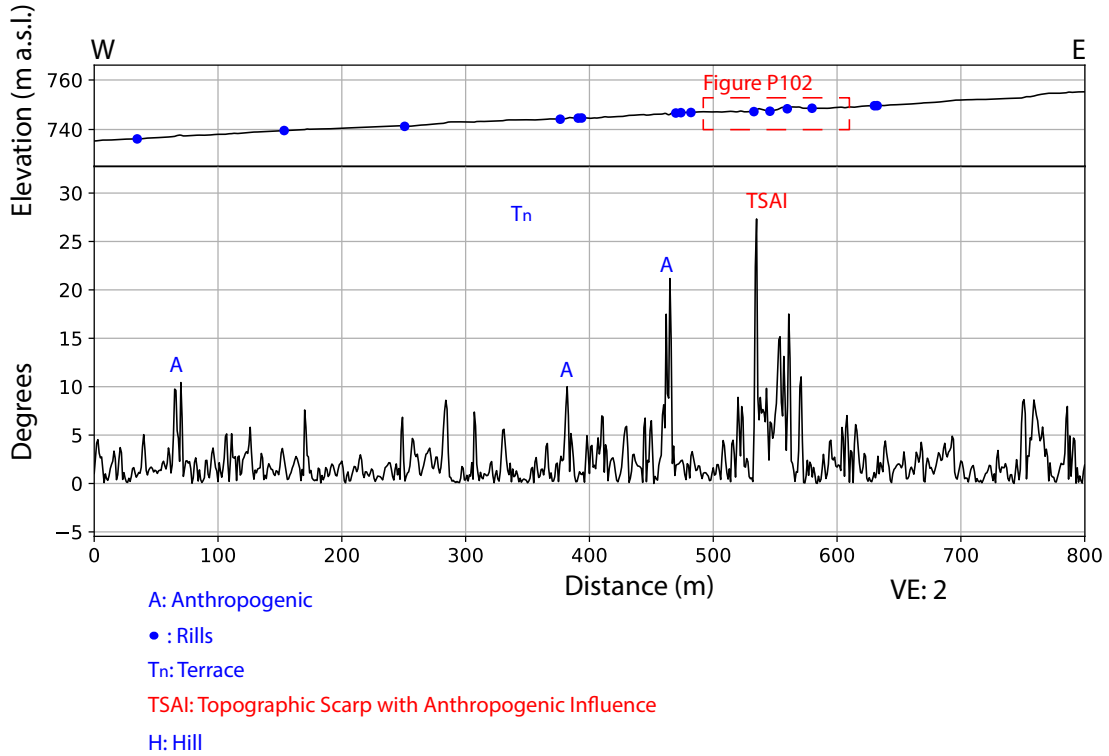
P101: South of Clarillo river



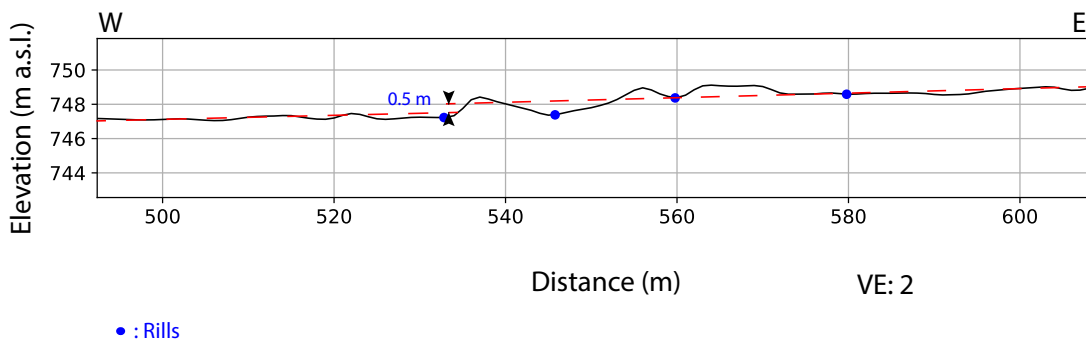
P101



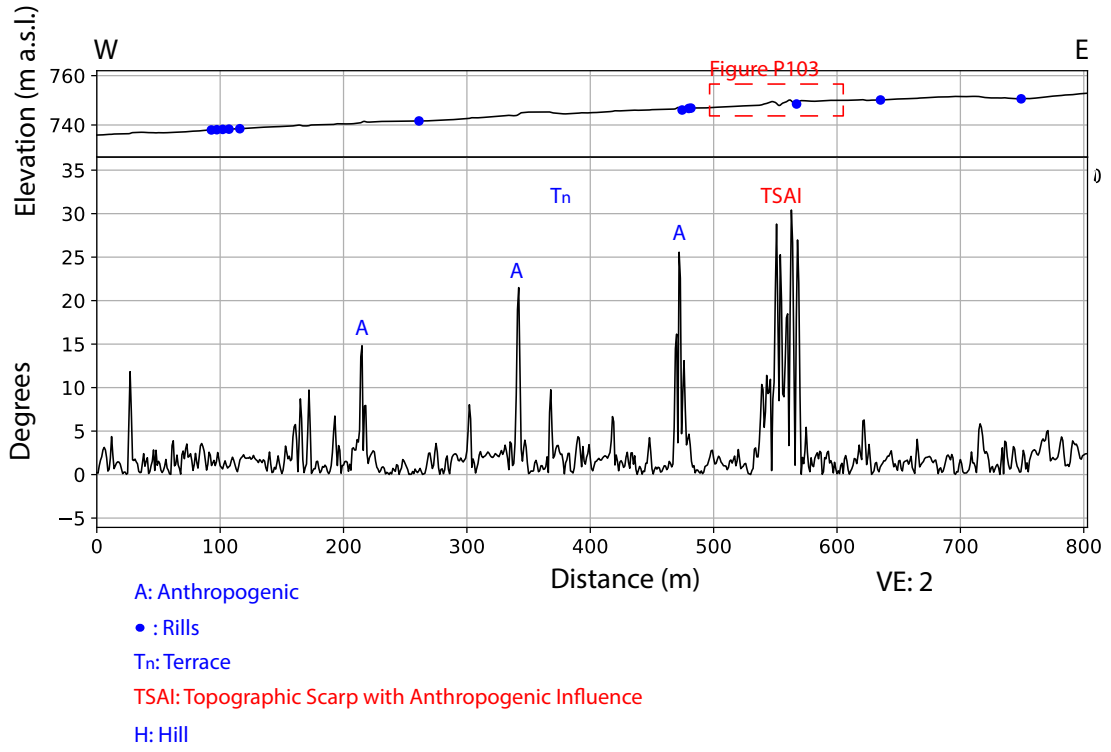
P102: South of Clarillo river



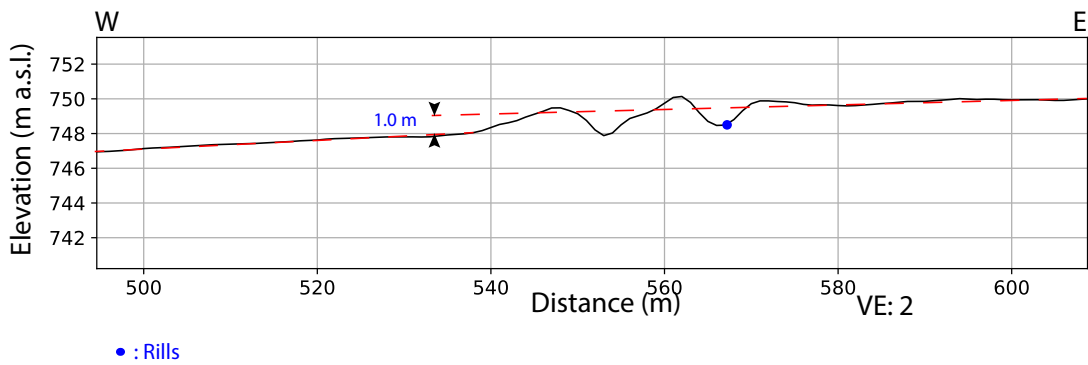
P102



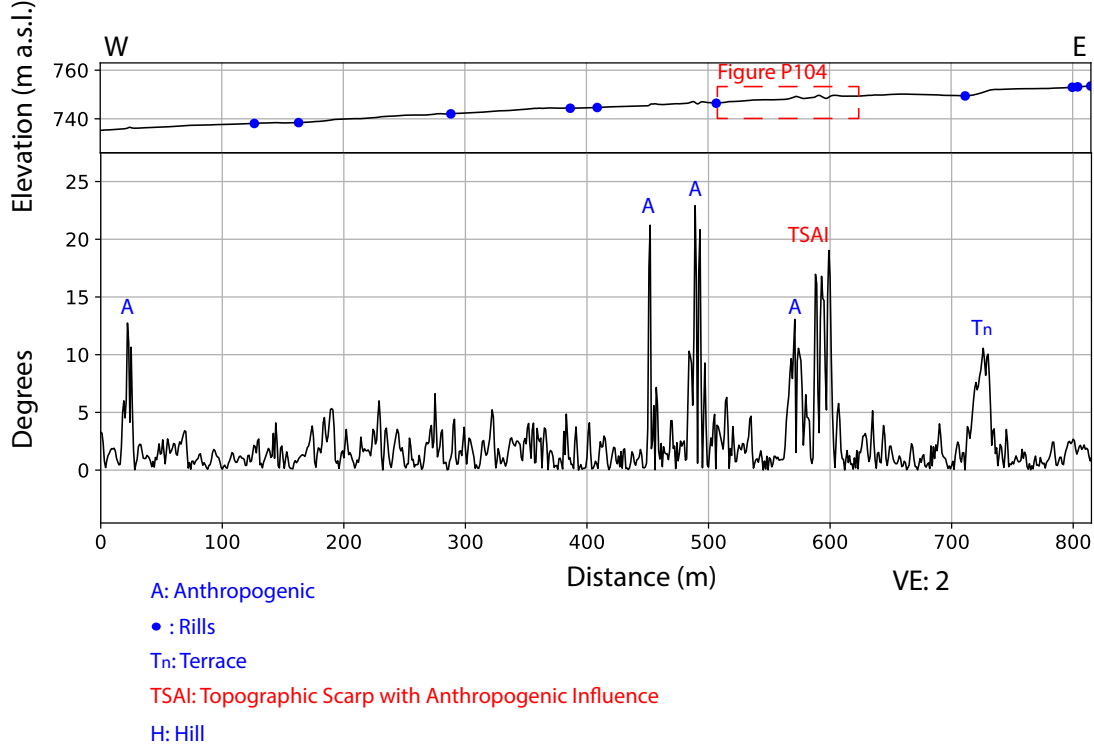
P103: South of Clarillo river



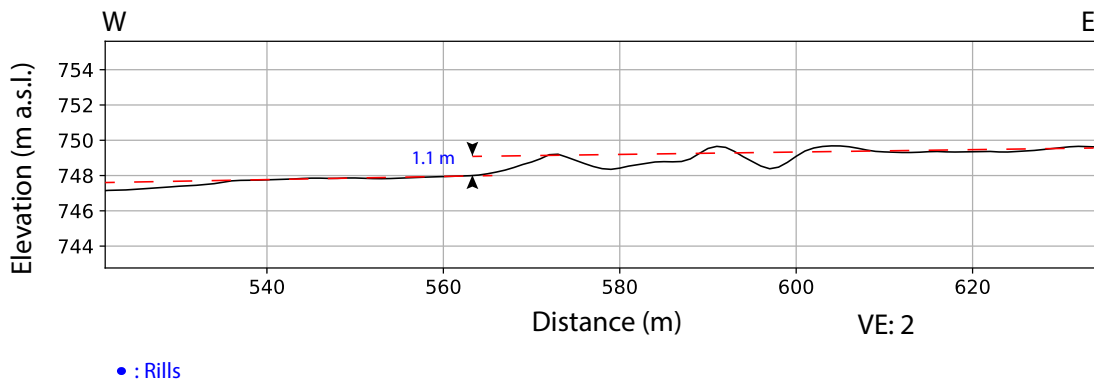
P103

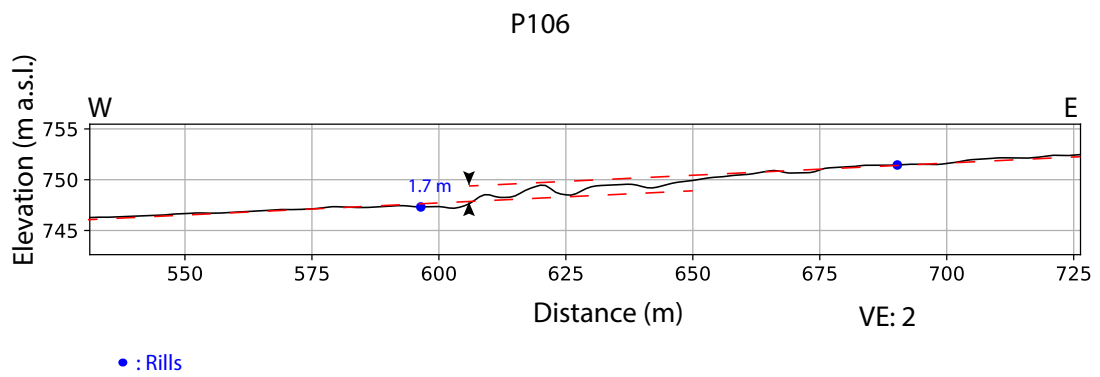
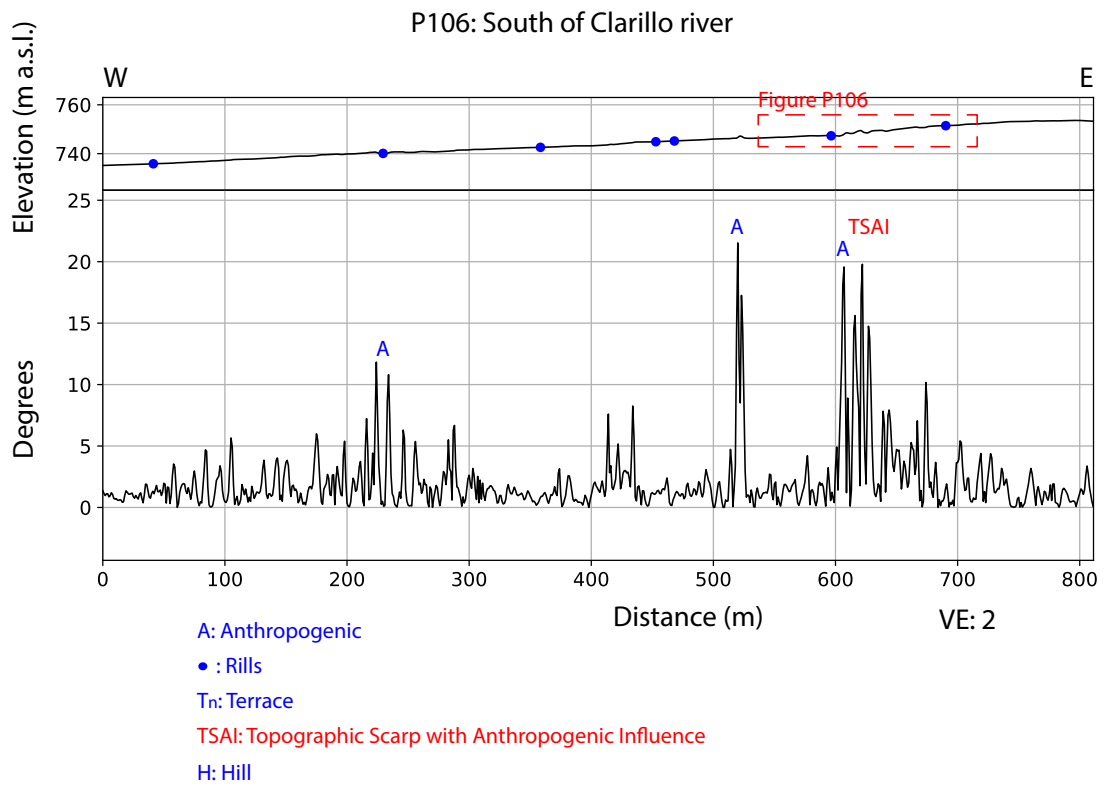


P104: South of Clarillo river

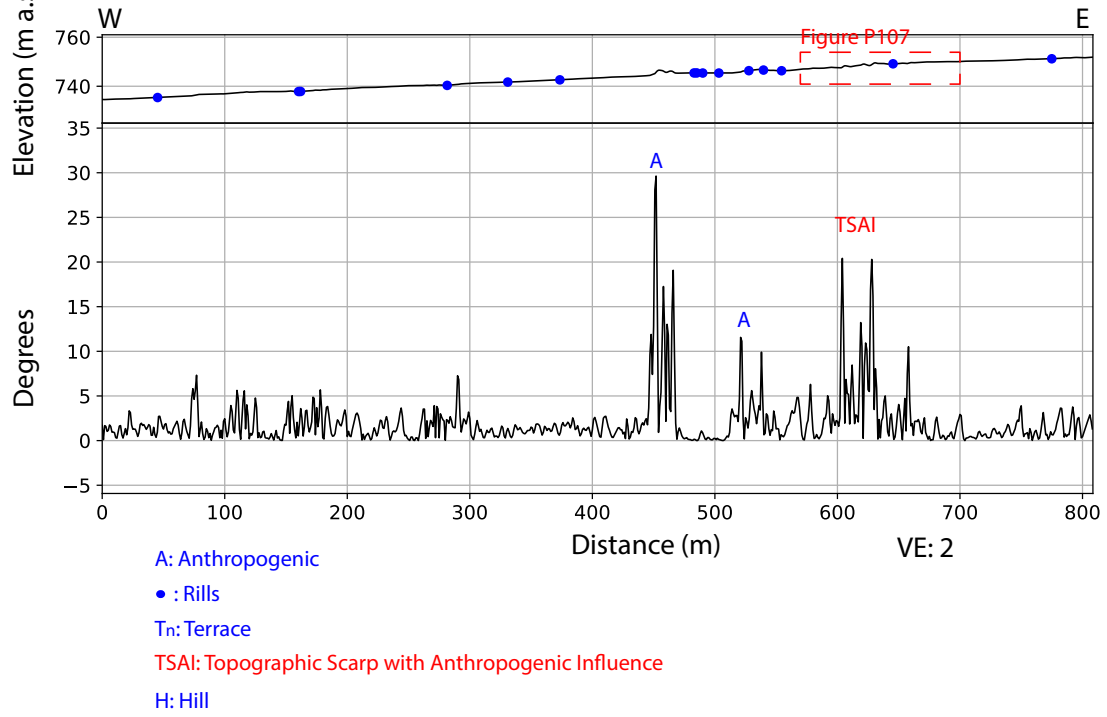


P104

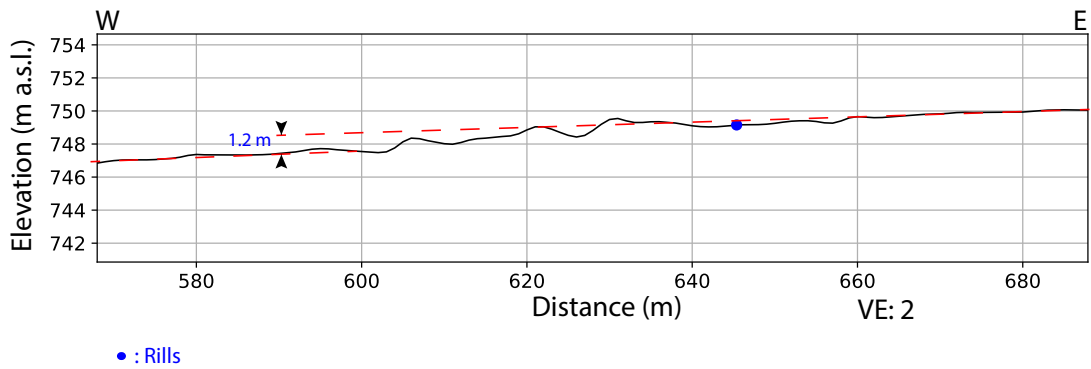




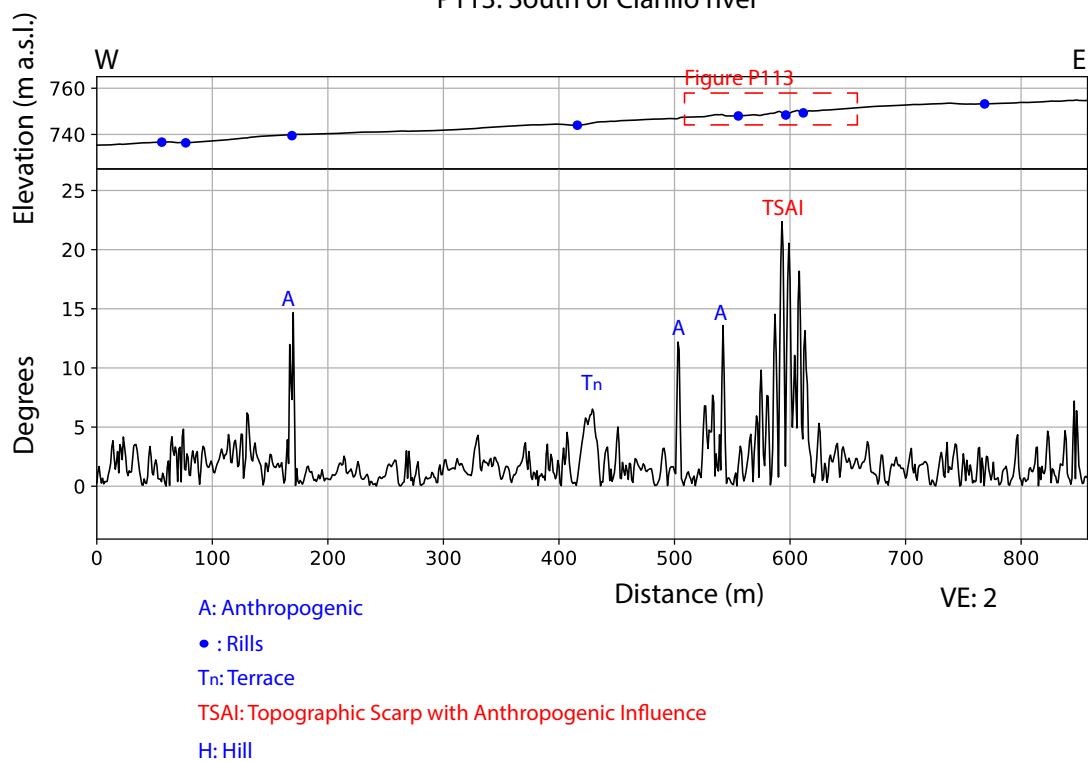
P107: South of Clarillo river



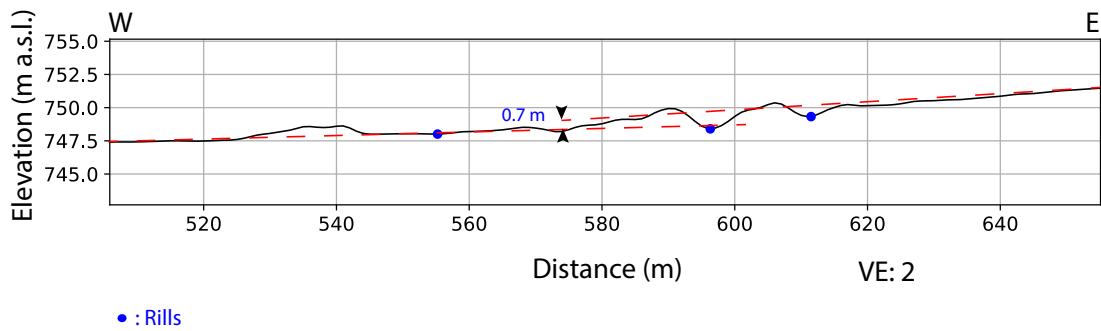
P107

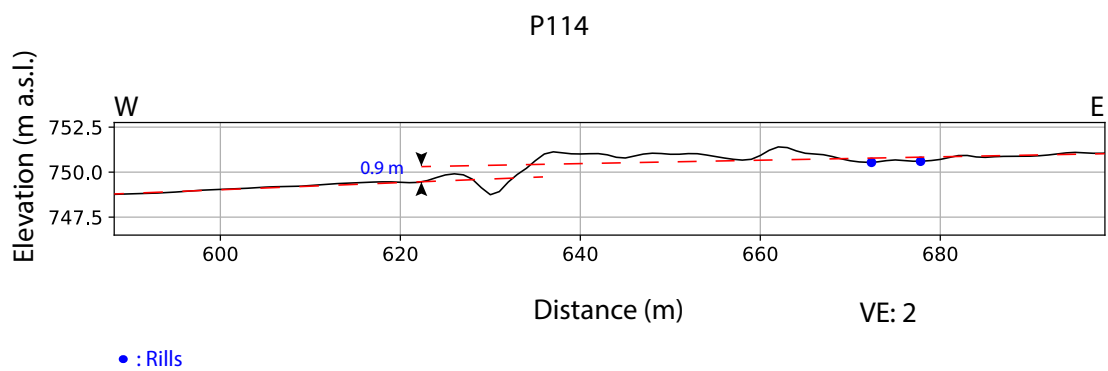
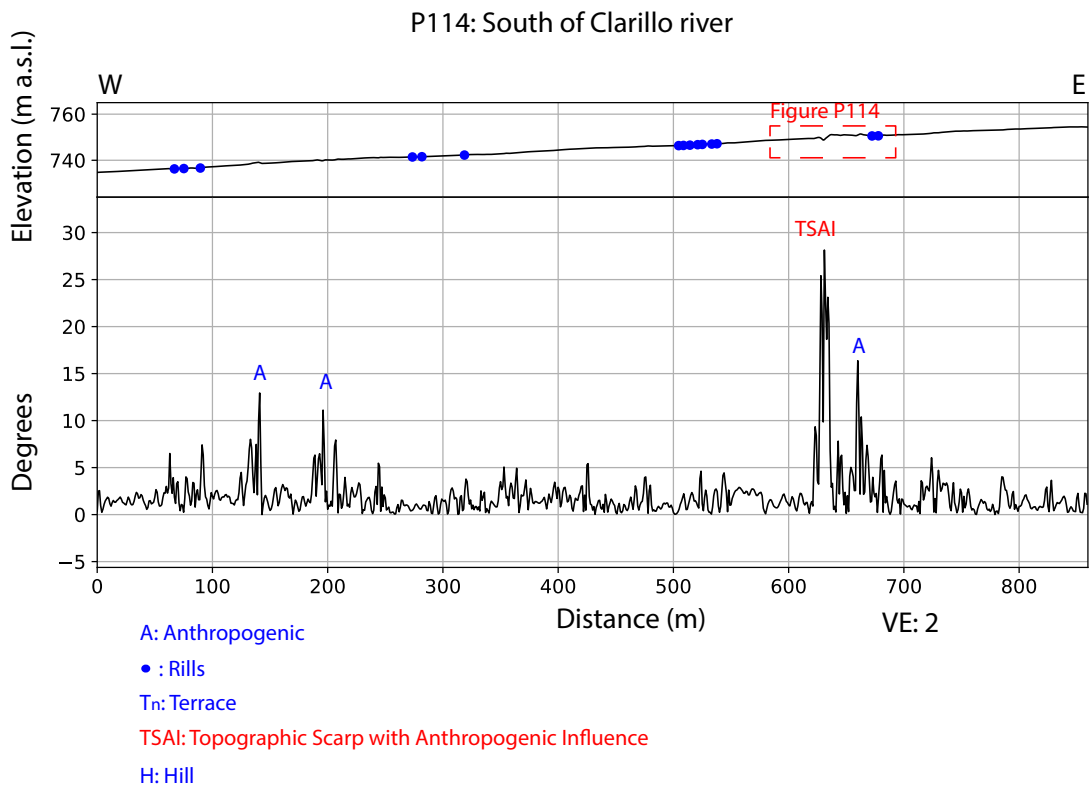


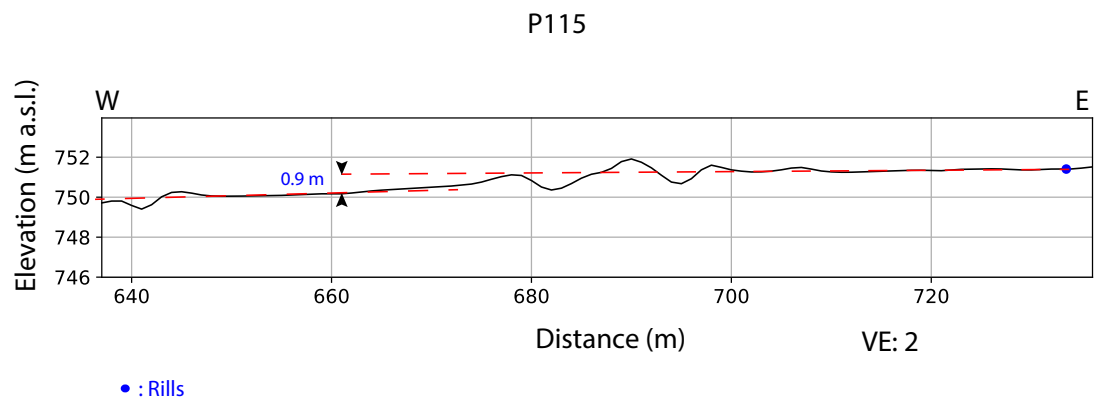
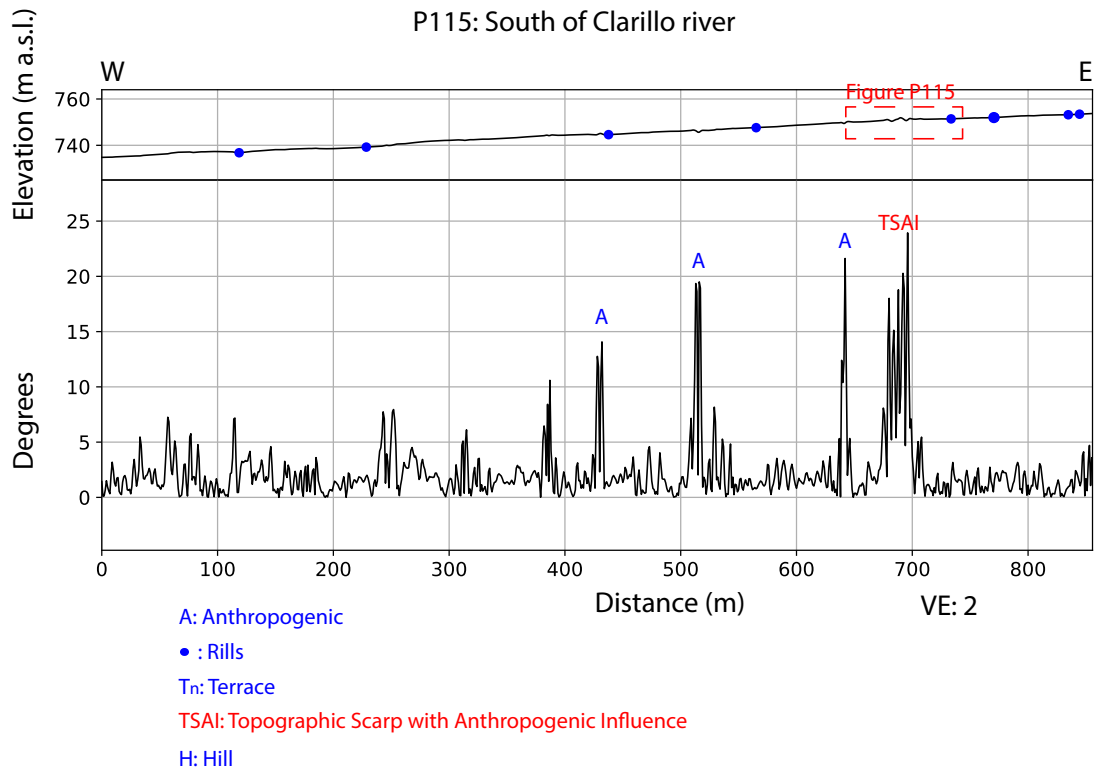
P113: South of Clarillo river



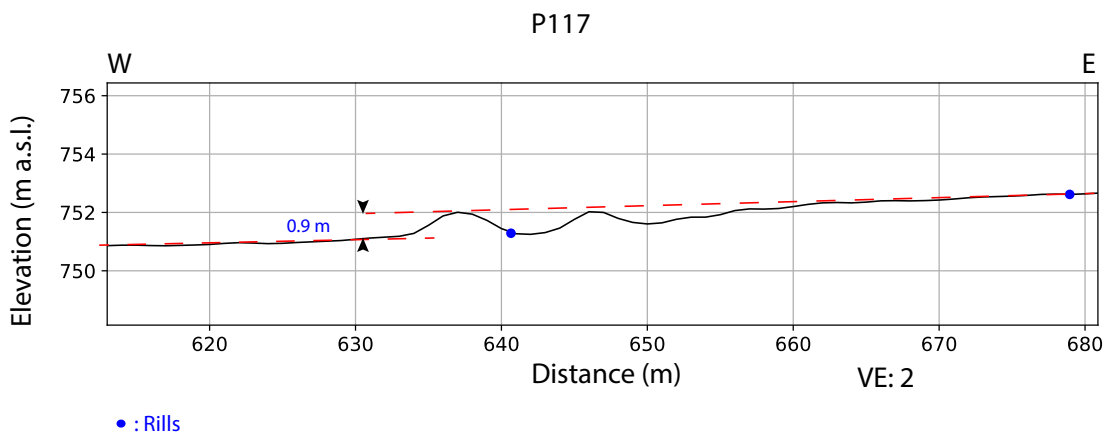
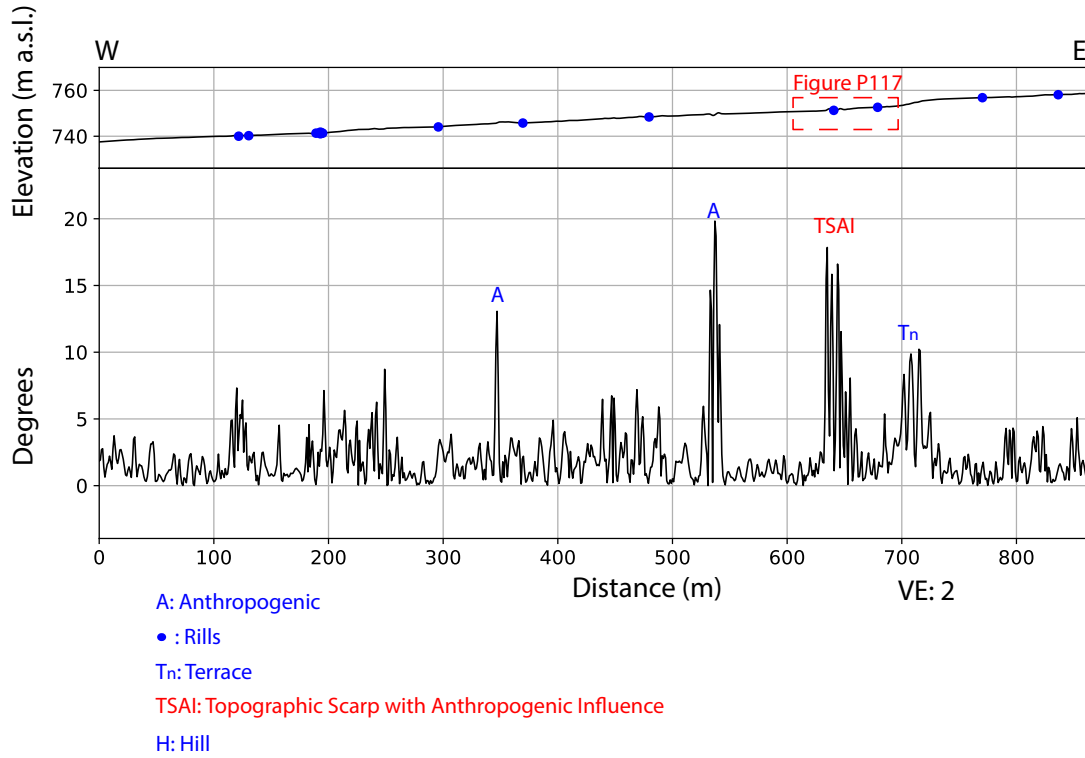
P113



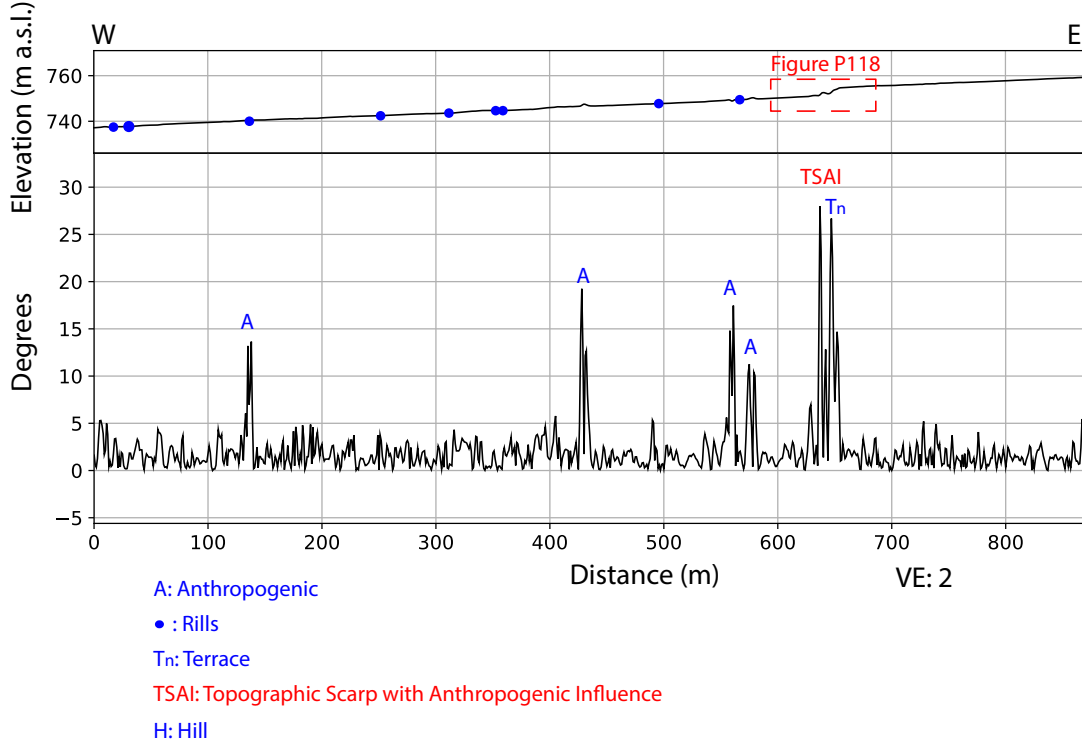




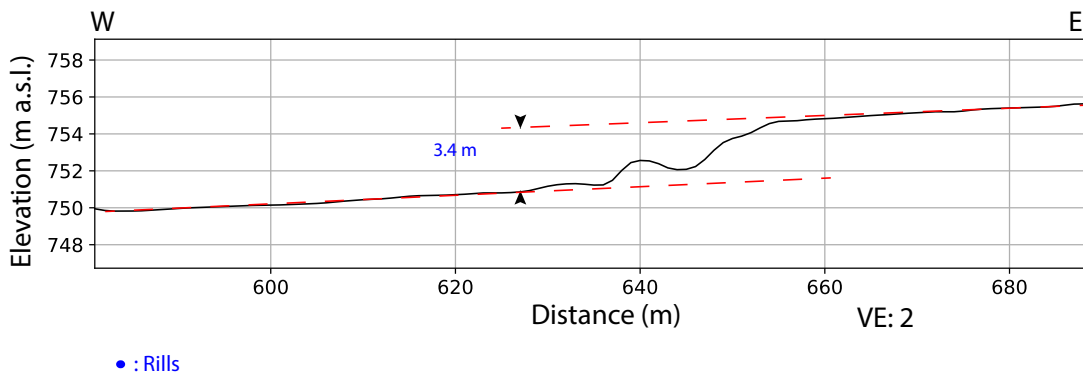
P117: South of Clarillo river



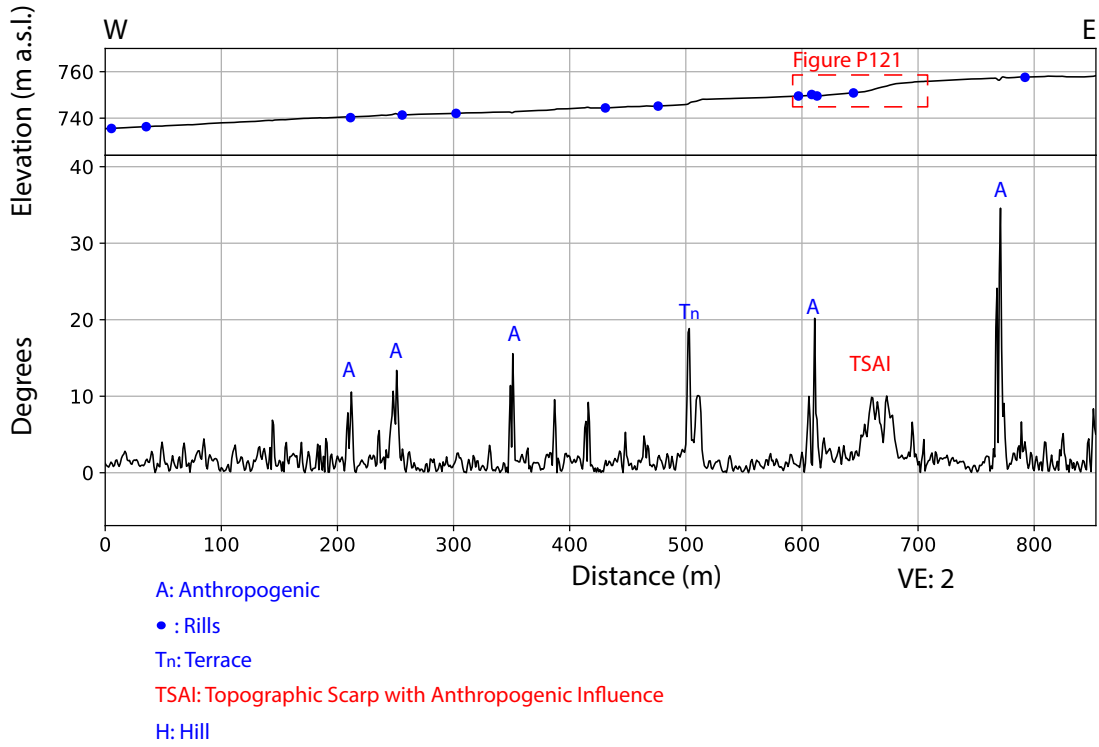
P118: South of Clarillo river



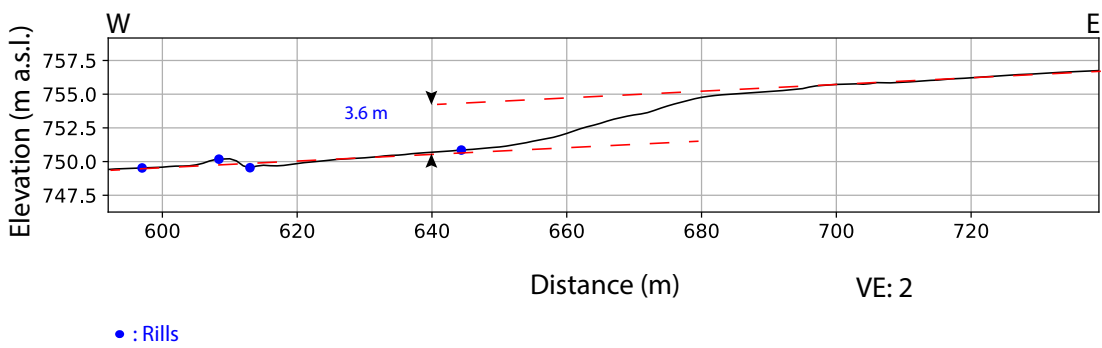
P118



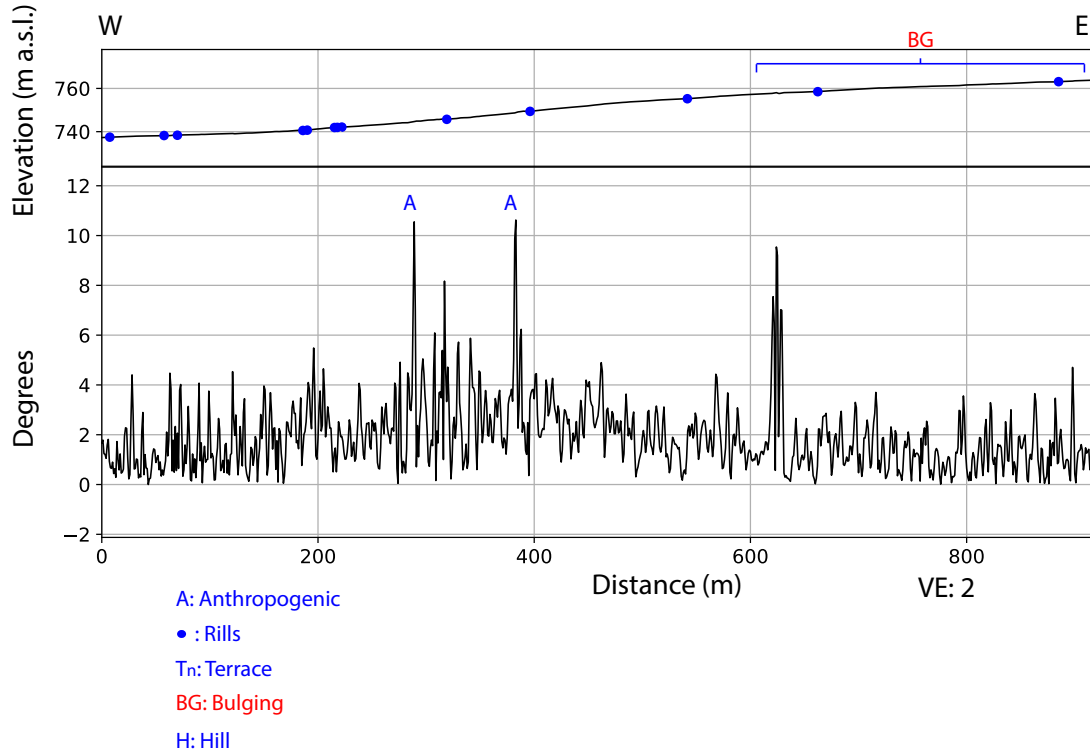
P121: South of Clarillo river



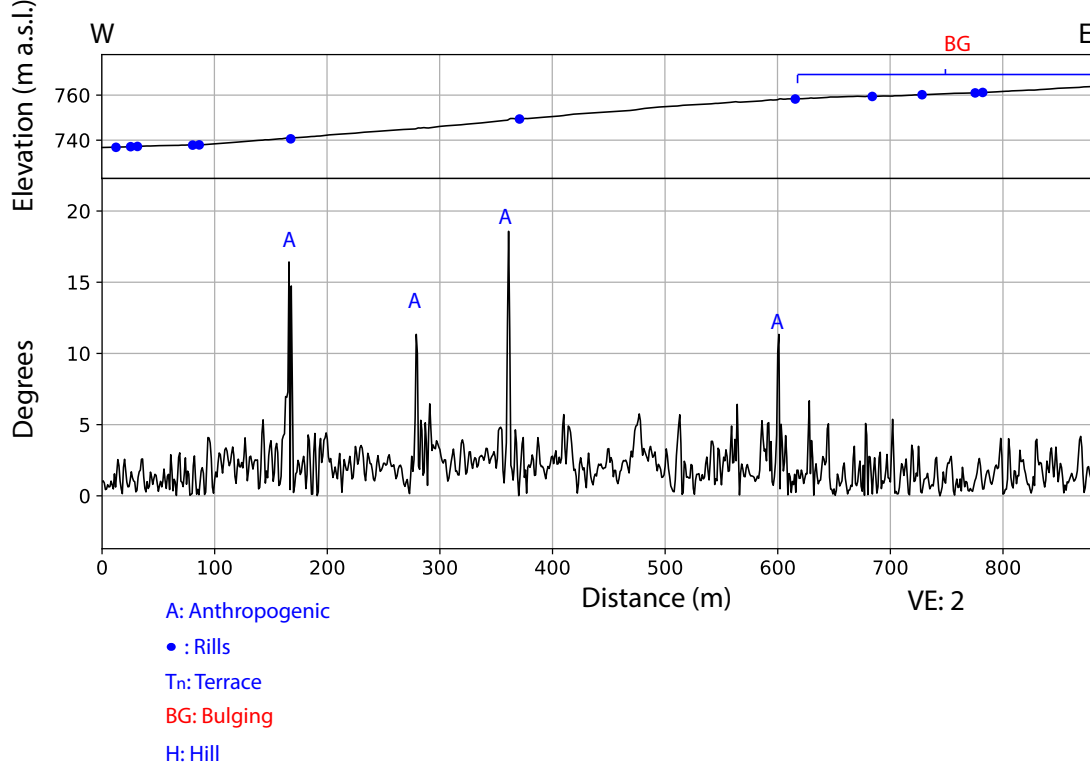
P121



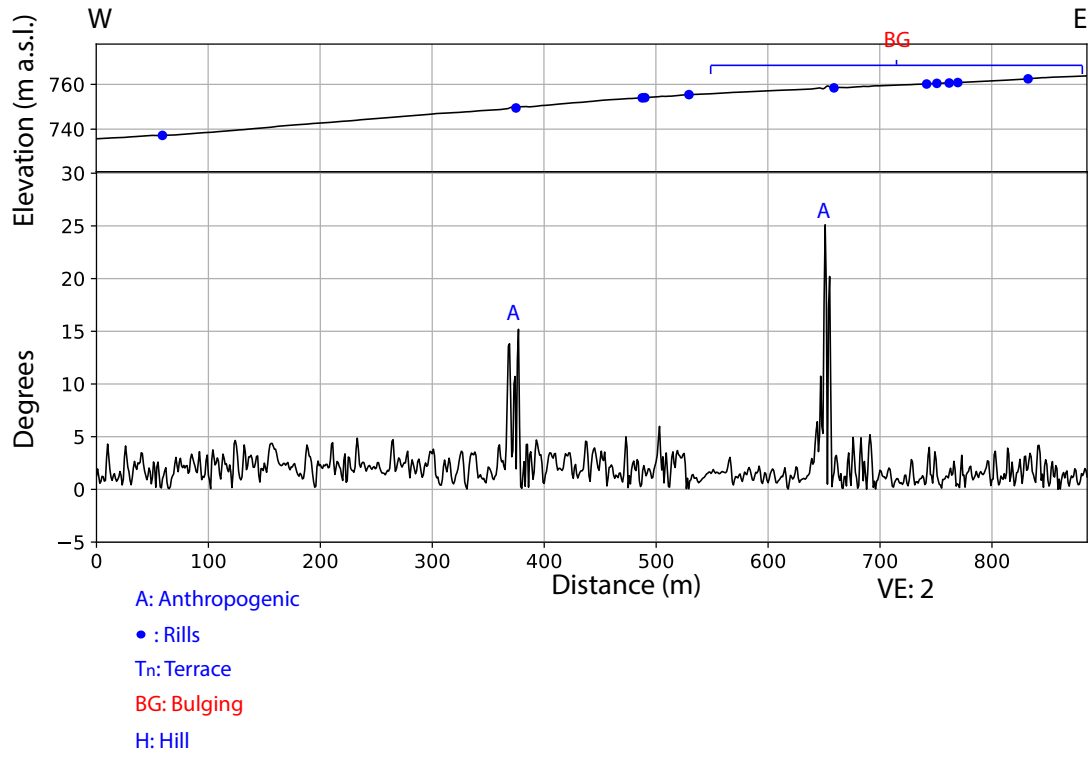
P124: South of Clarillo river



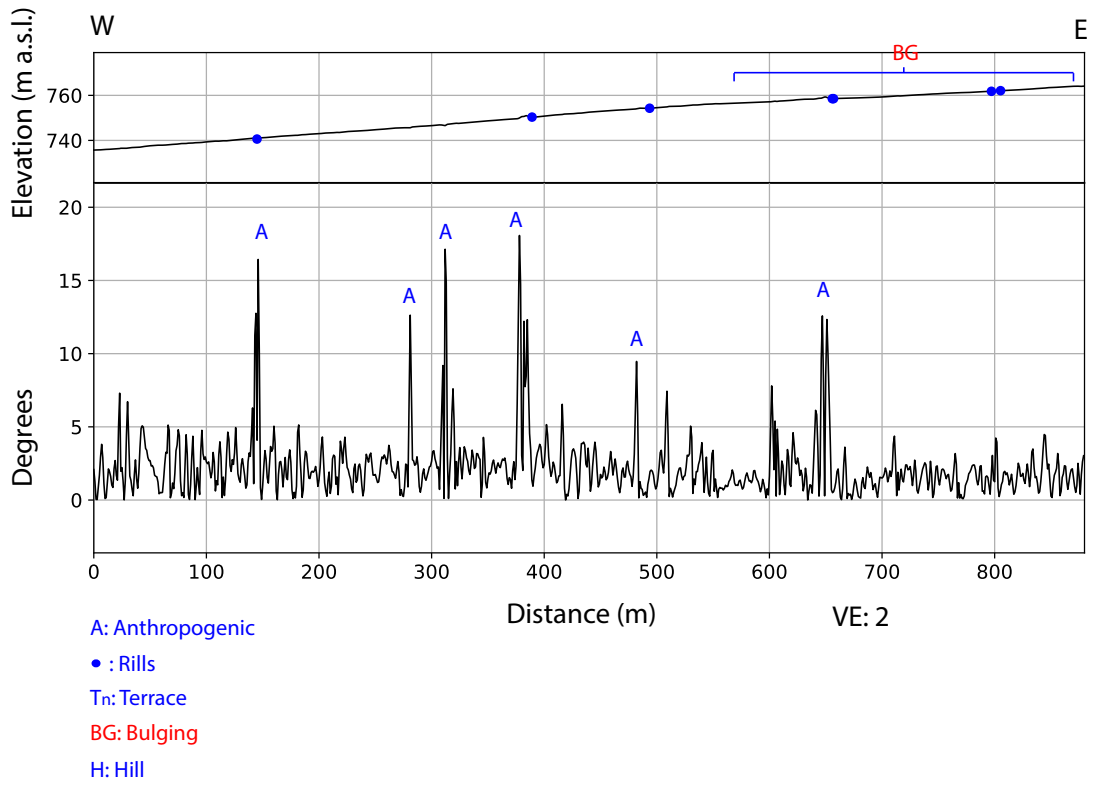
P125: South of Clarillo river



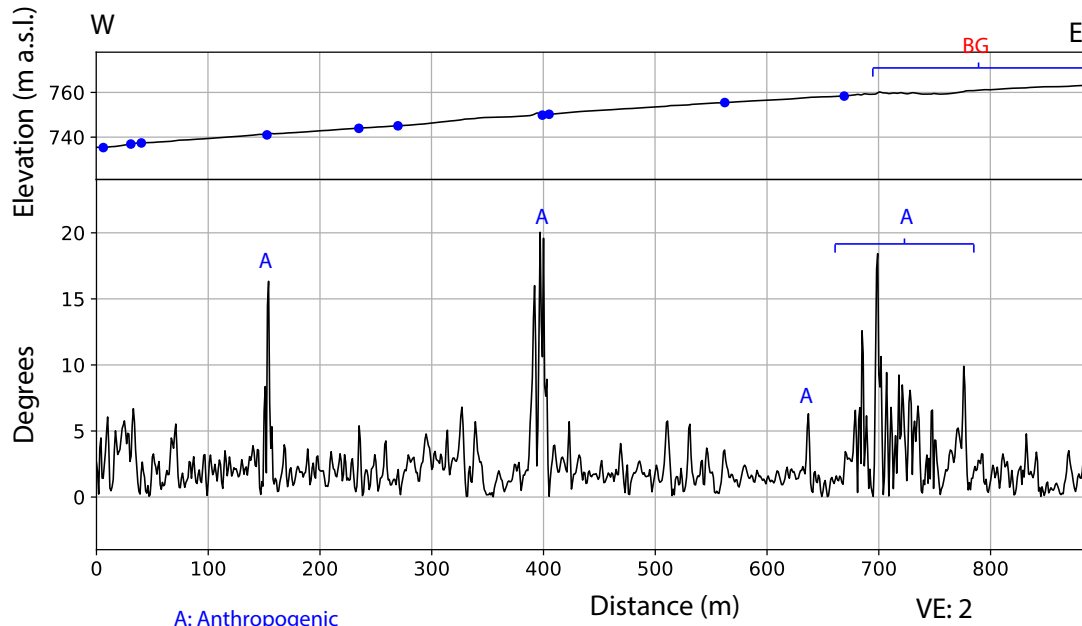
P126: South of Clarillo river



P127: South of Clarillo river



P130: South of Clarillo river



A: Anthropogenic

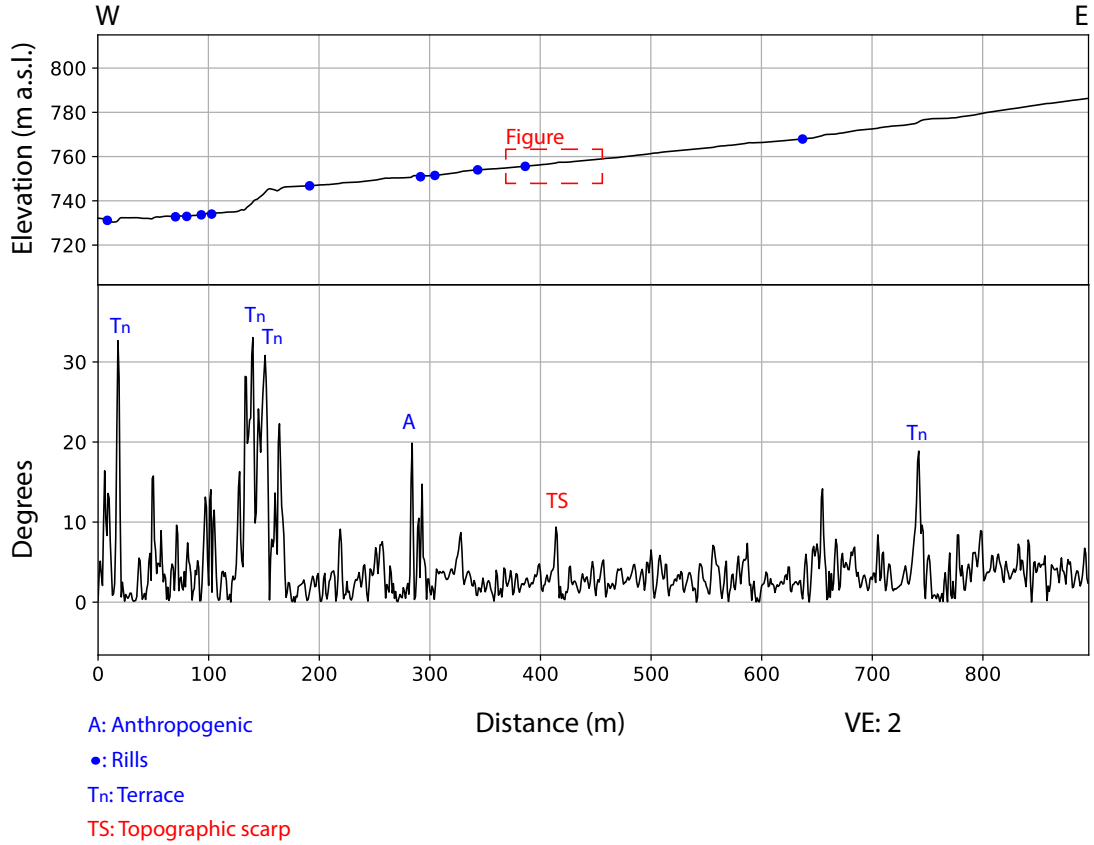
• : Rills

Tn: Terrace

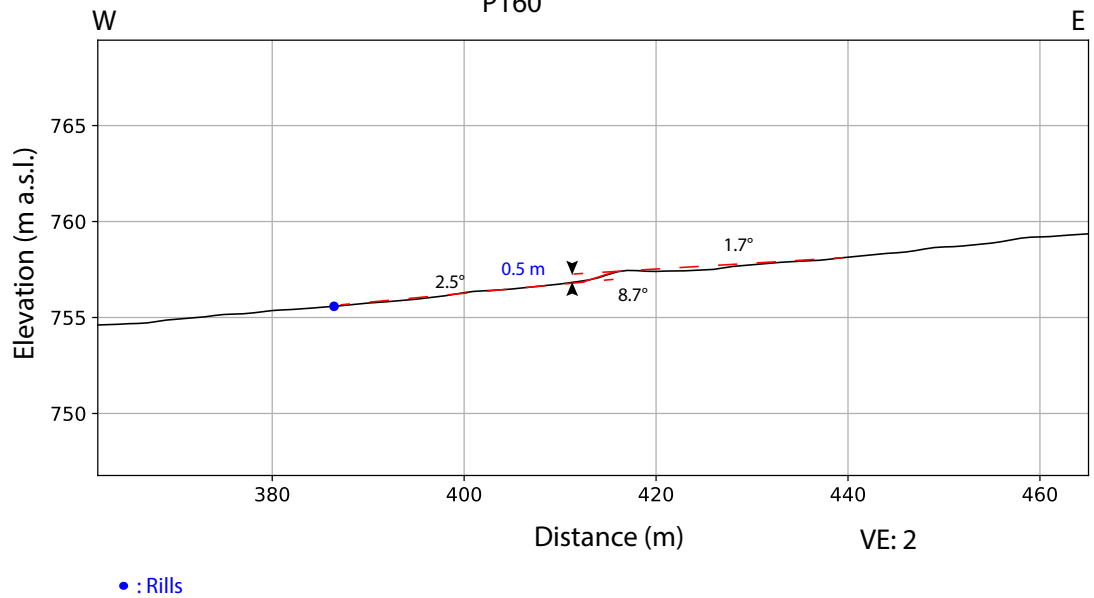
BG: Bulging

H: Hill

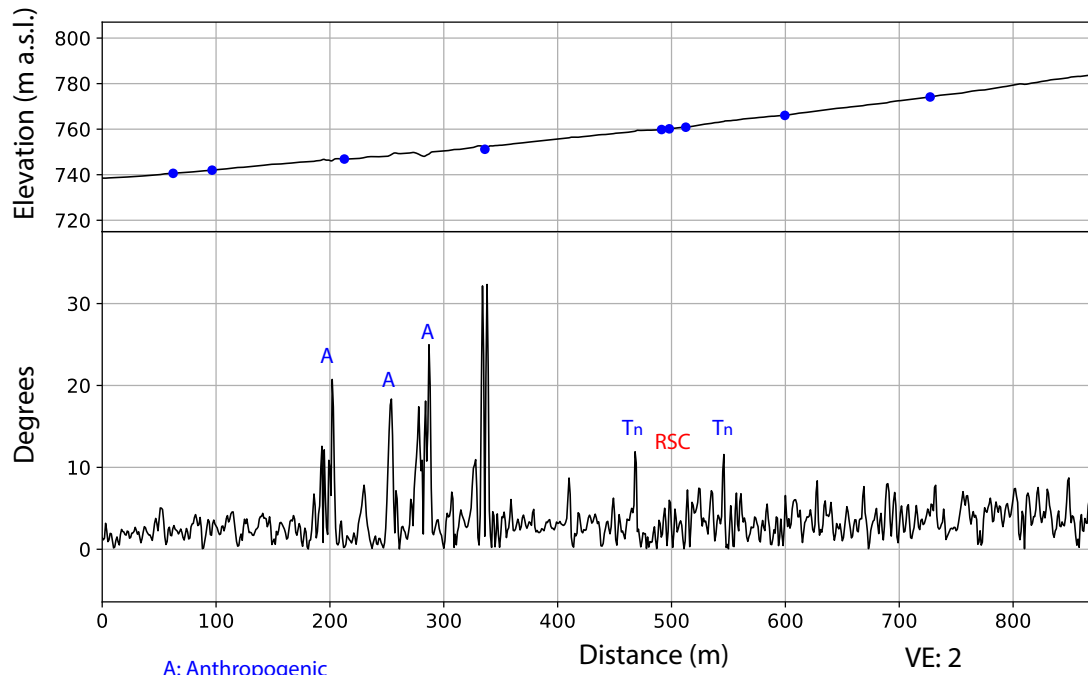
P160: North of Clarillo river



P160

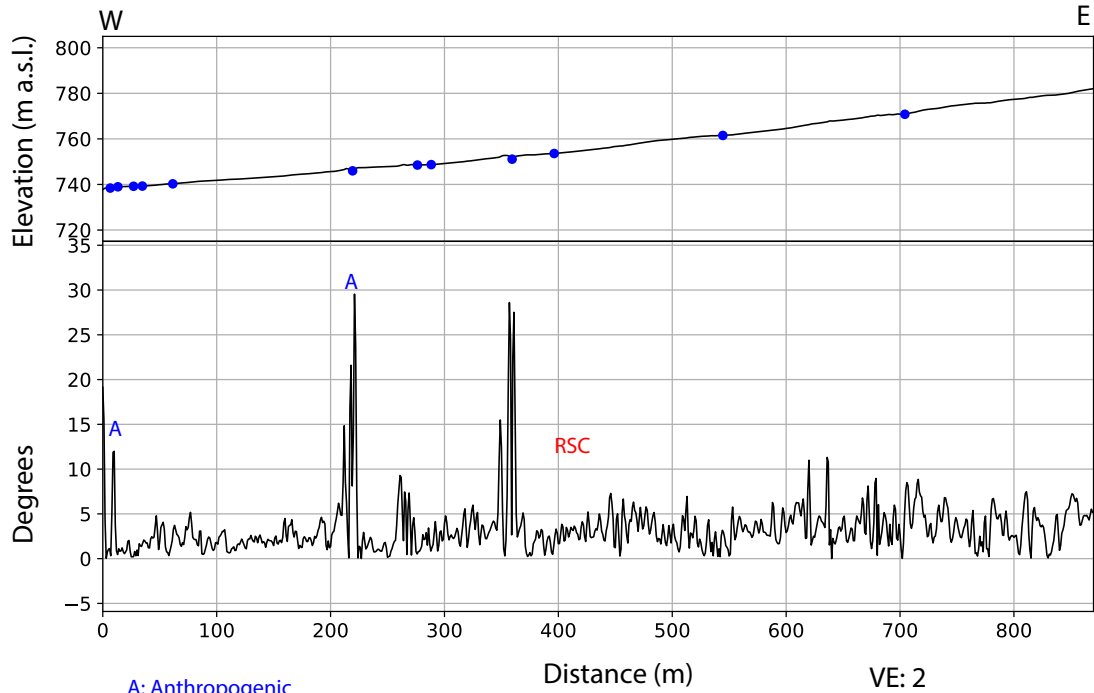


P168: North of Clarillo river



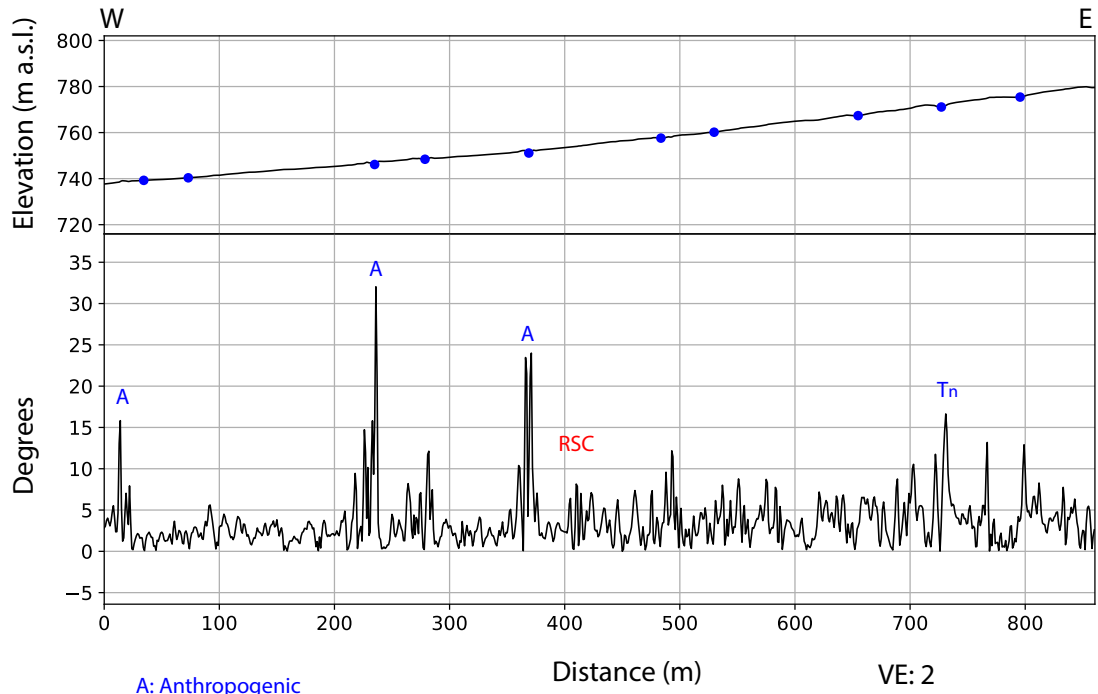
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P169: North of Clarillo river



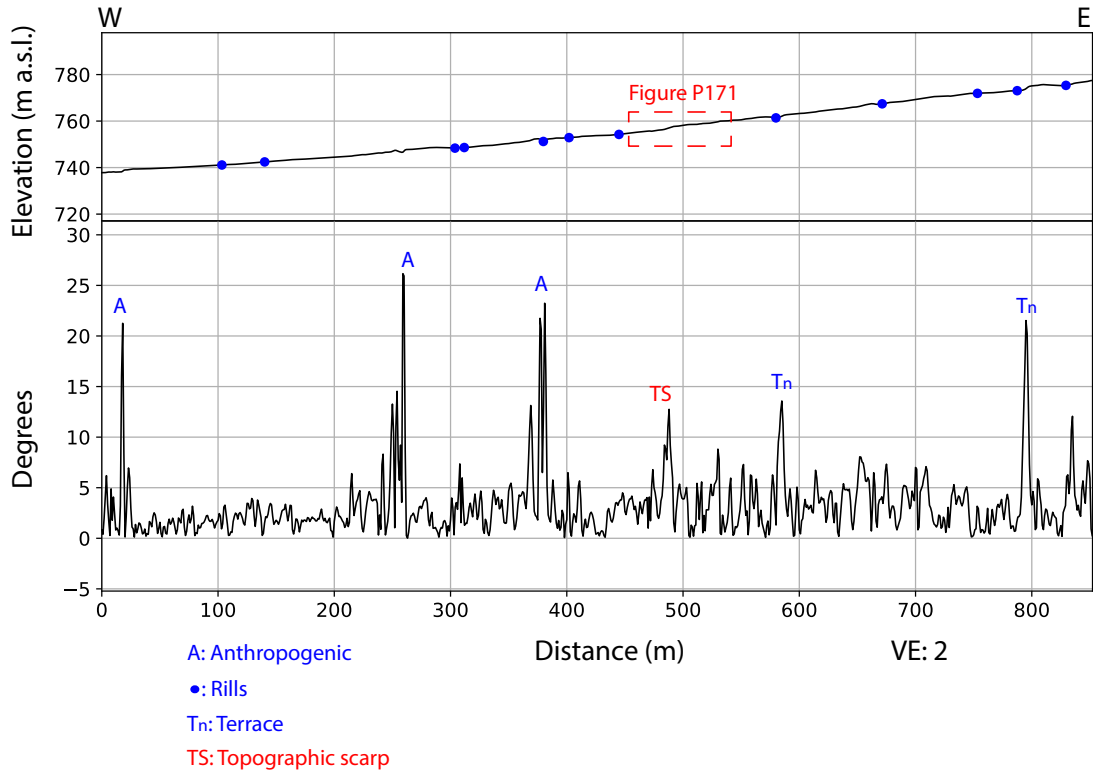
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P170: North of Clarillo river

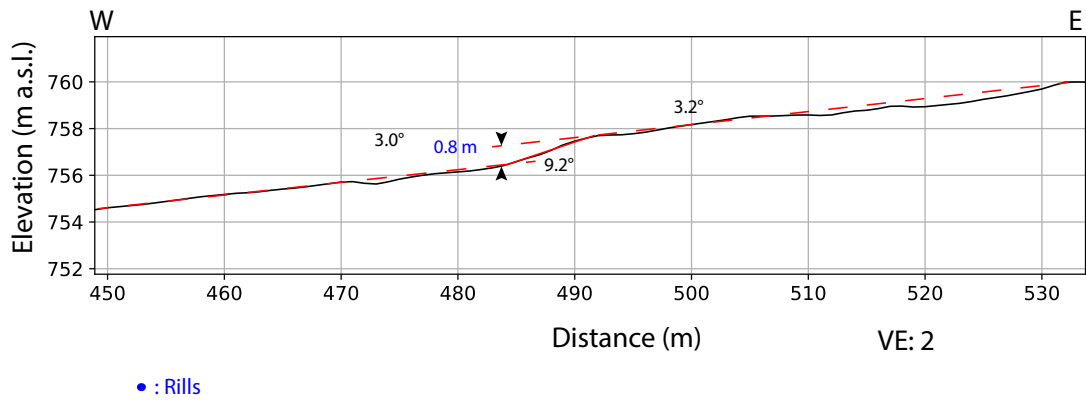


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

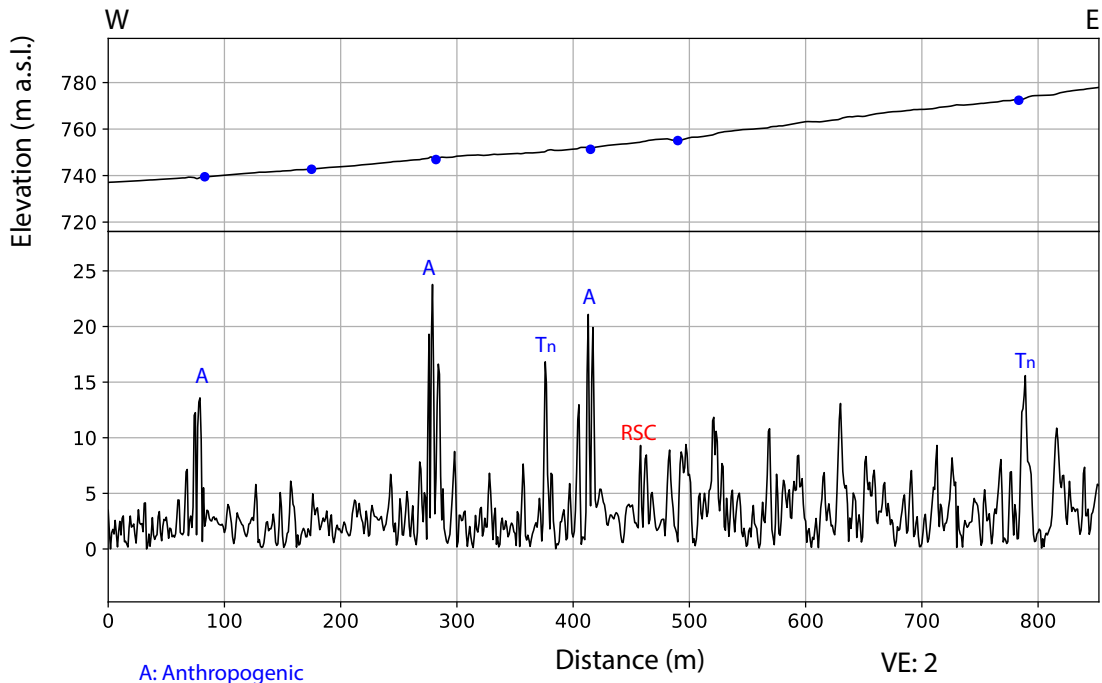
P171: North of Clarillo river



P171

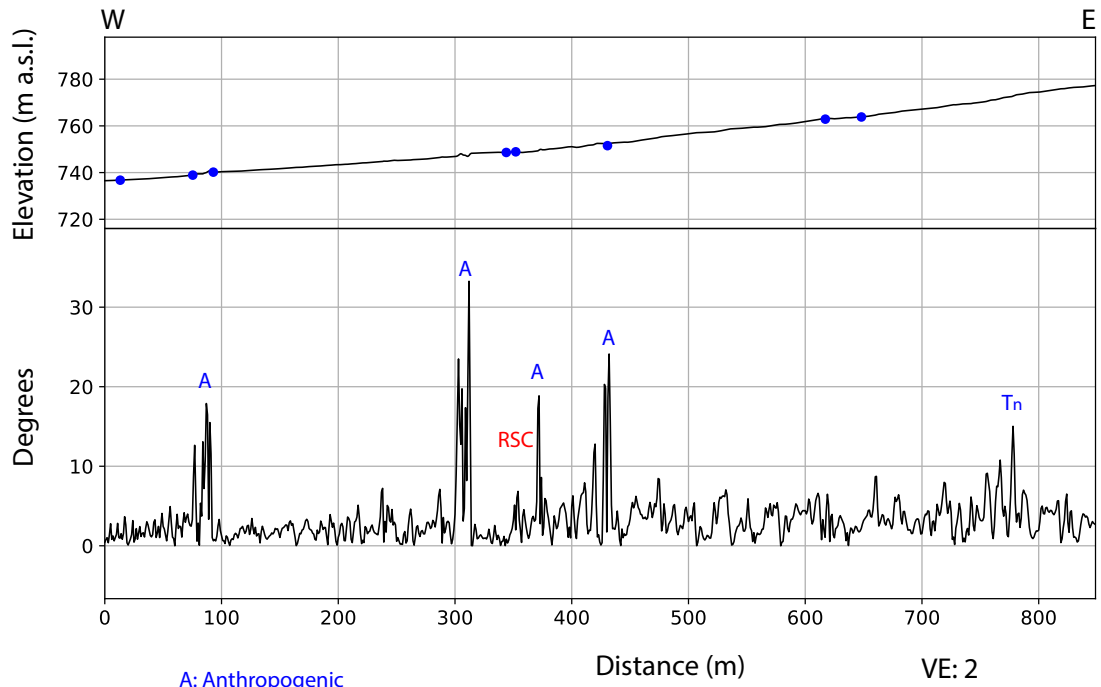


P172: North of Clarillo river



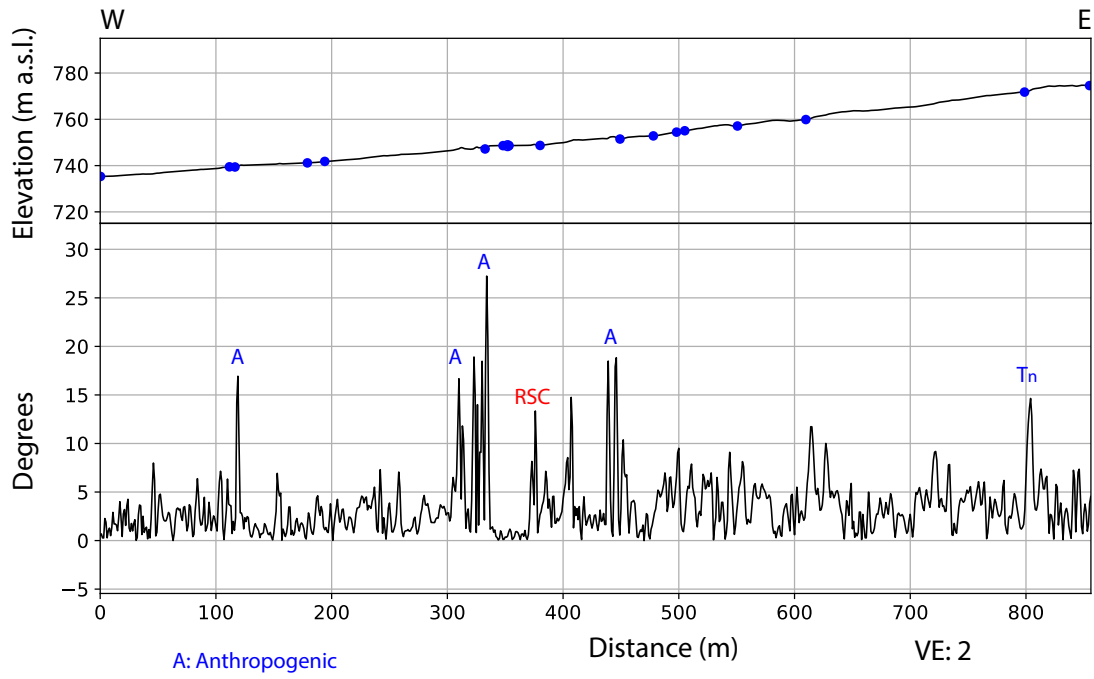
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P173: North of Clarillo river



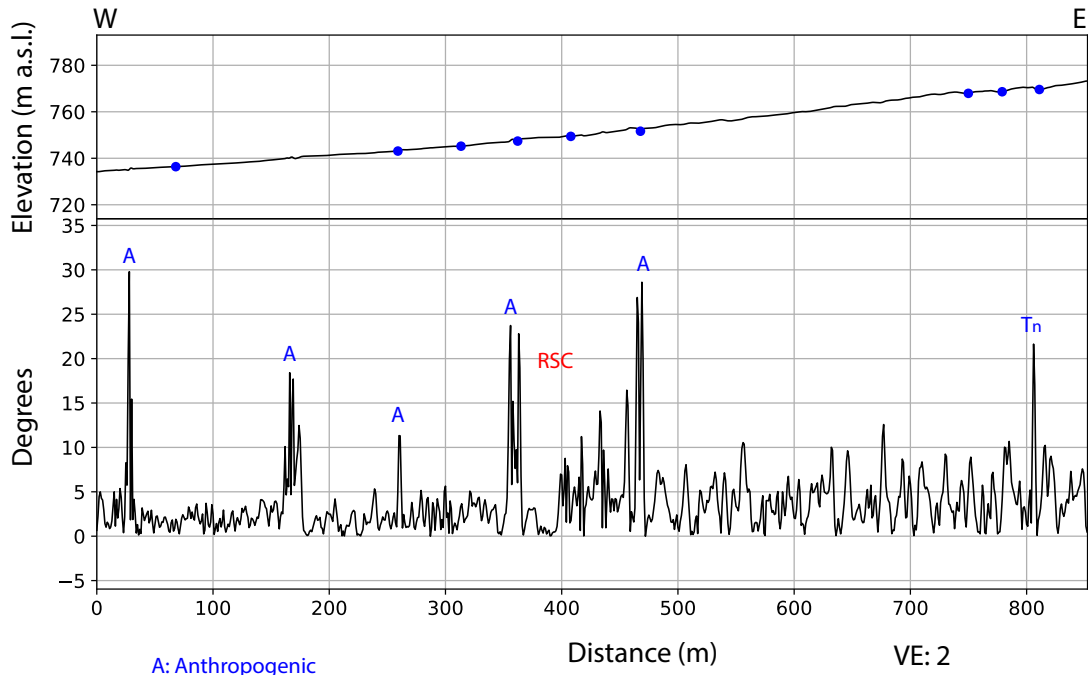
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P174: North of Clarillo river



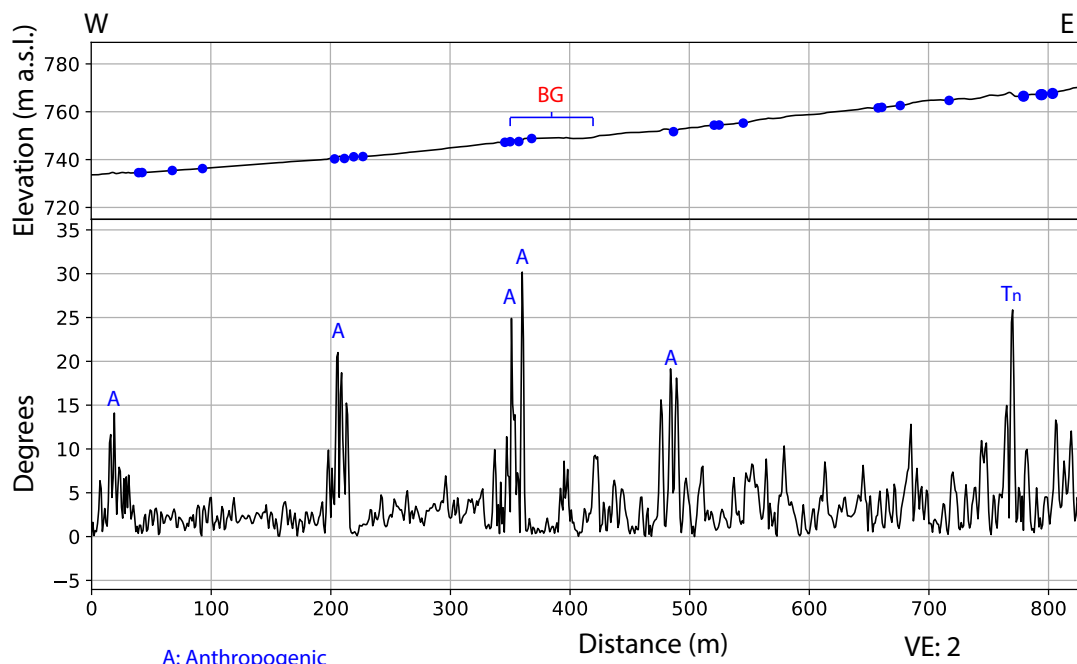
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P175: North of Clarillo river

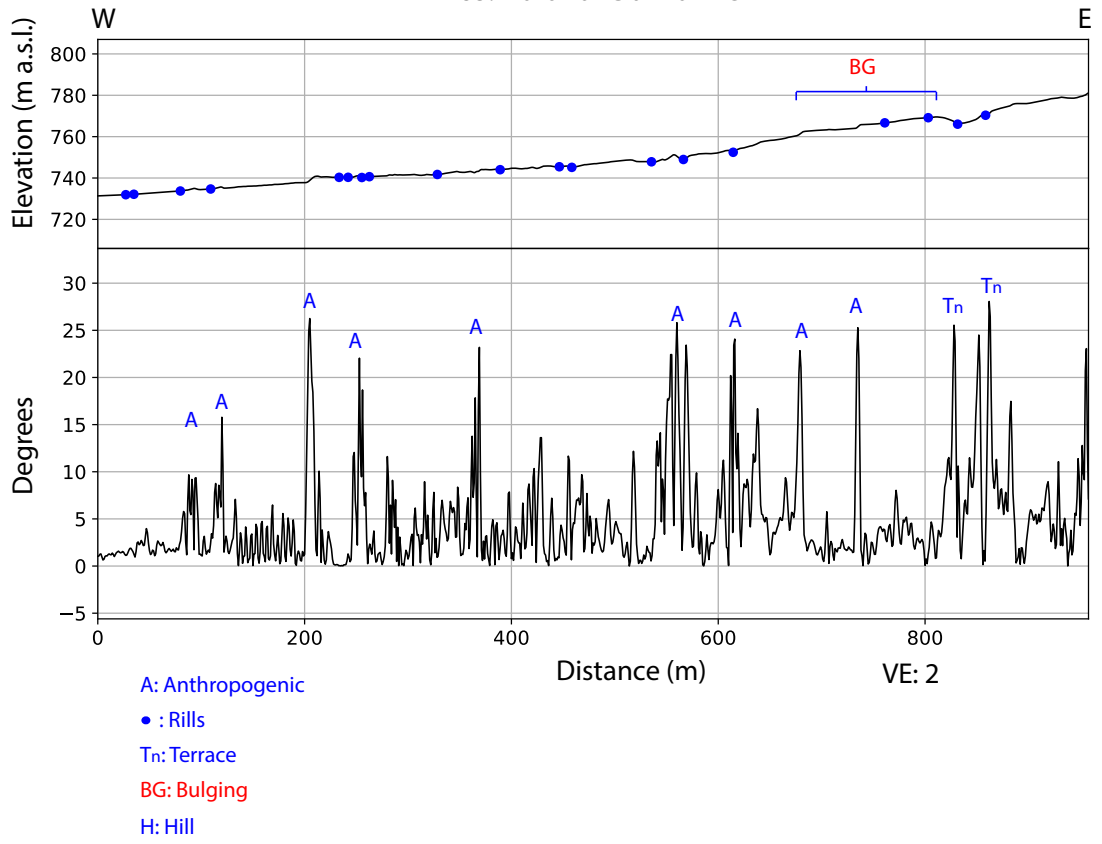


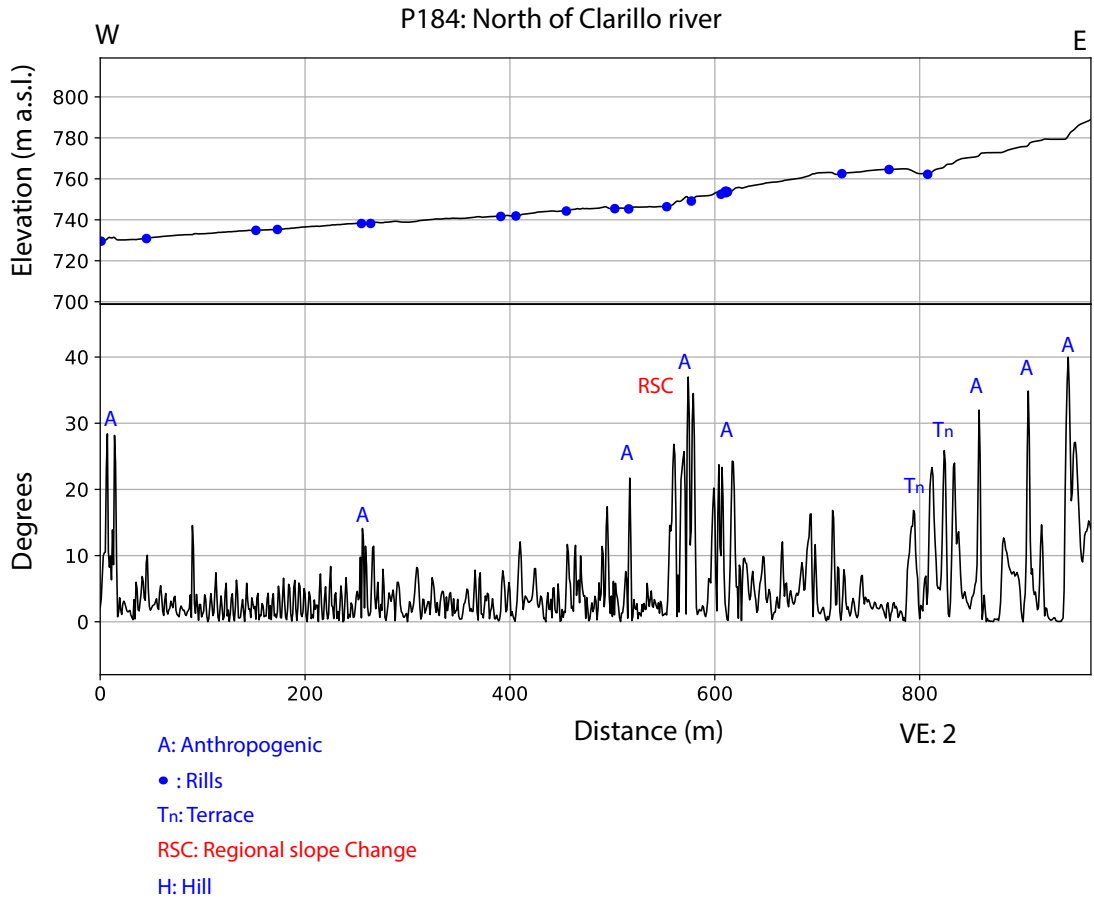
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

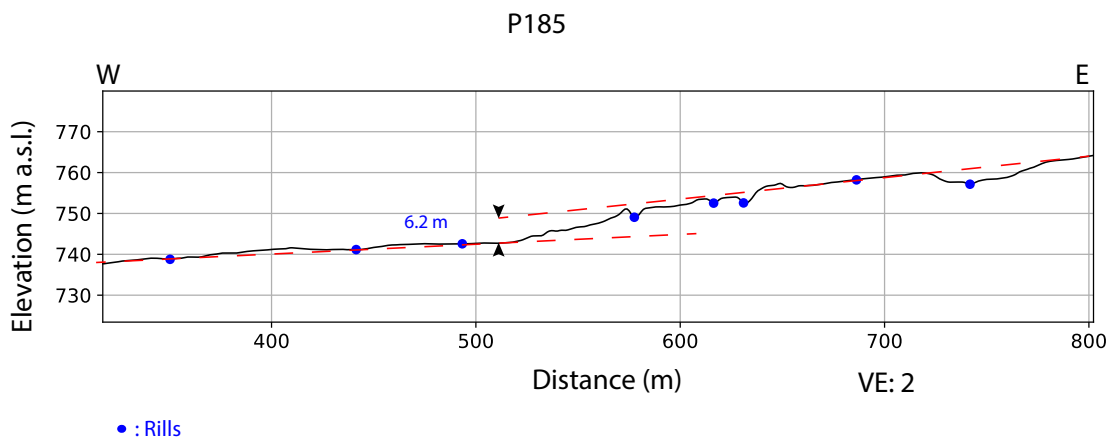
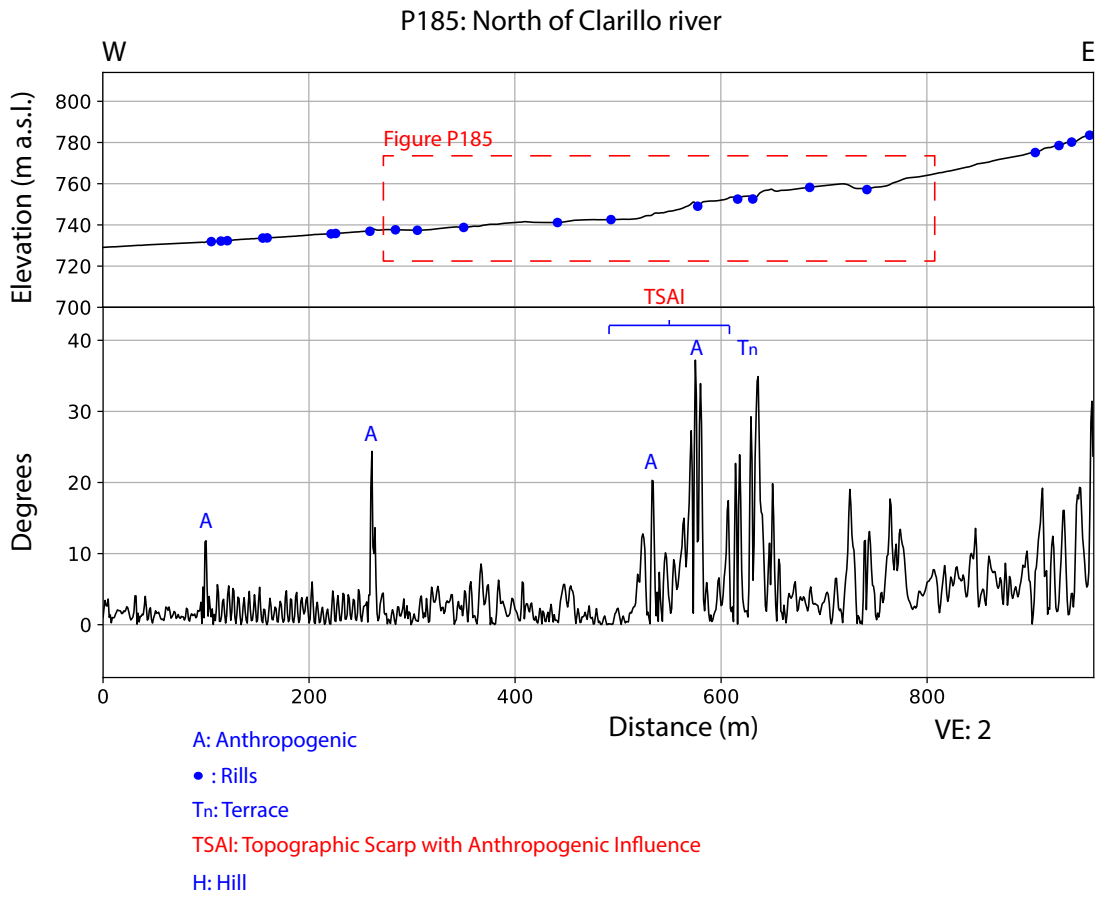
P176: North of Clarillo river

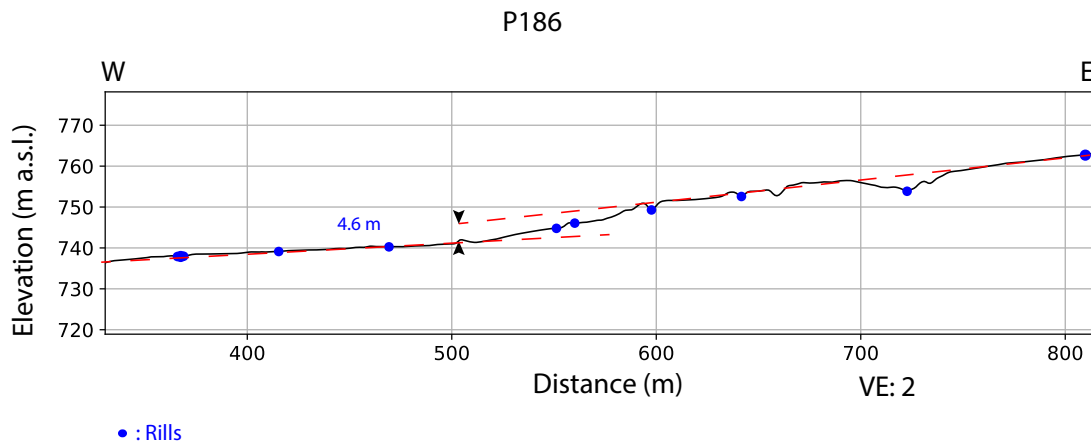
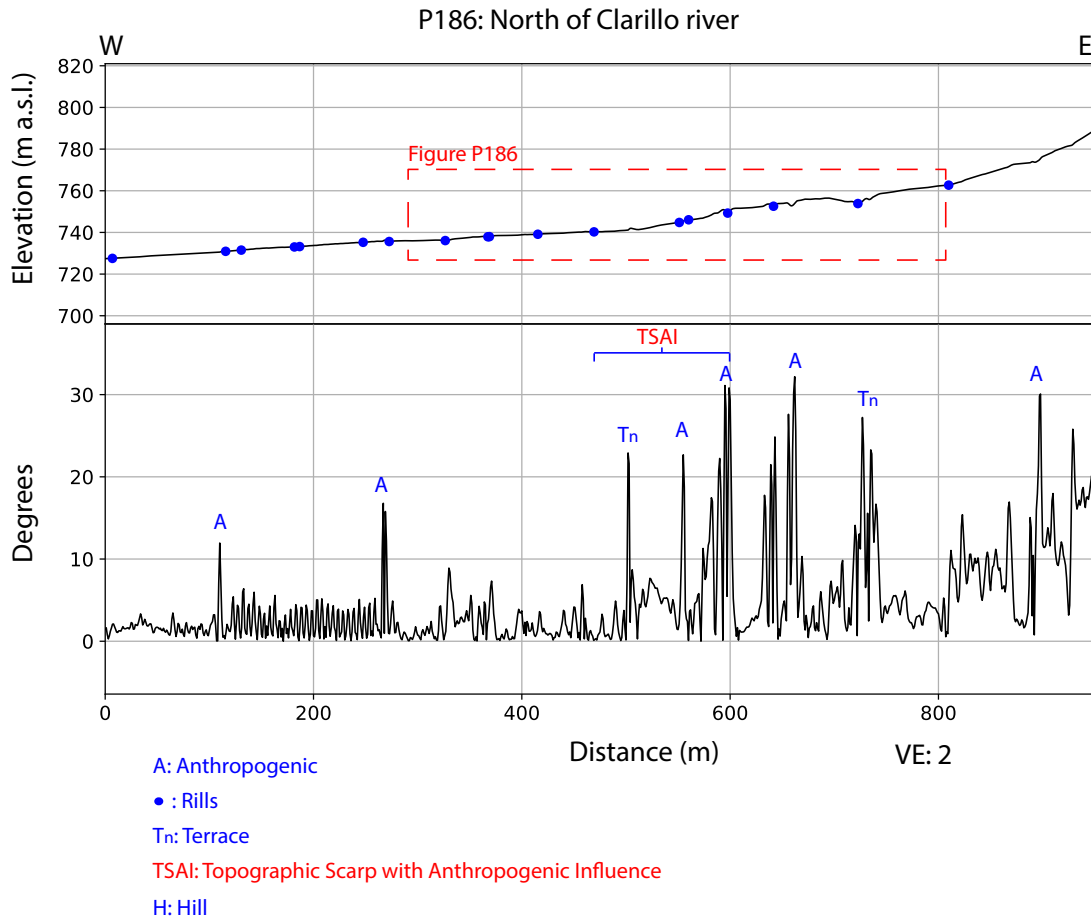


P183: North of Clarillo river

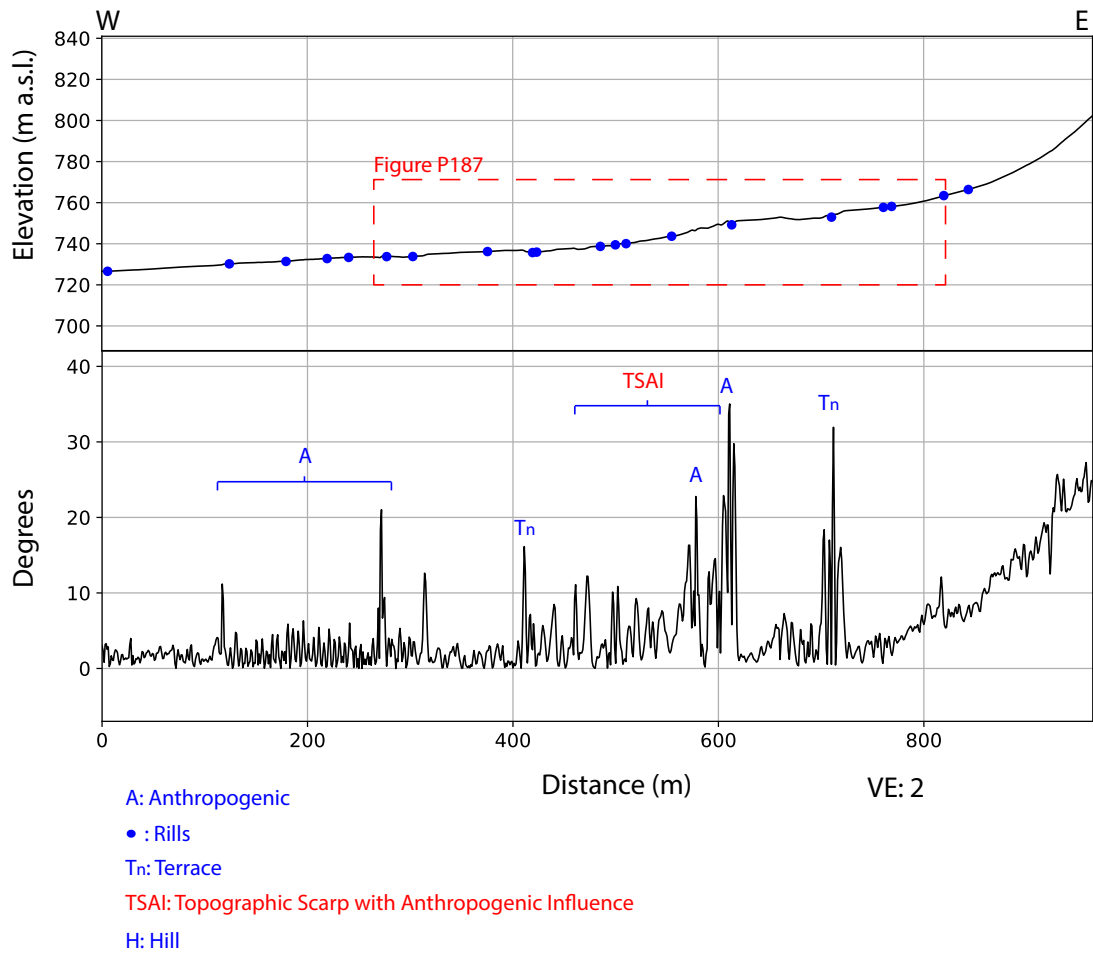




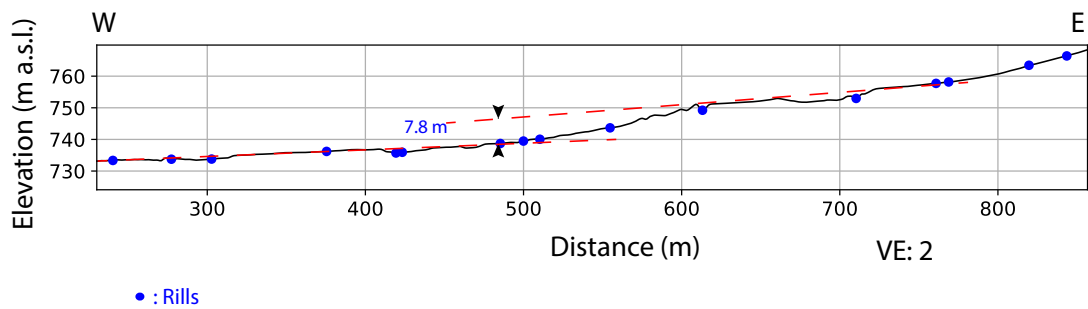


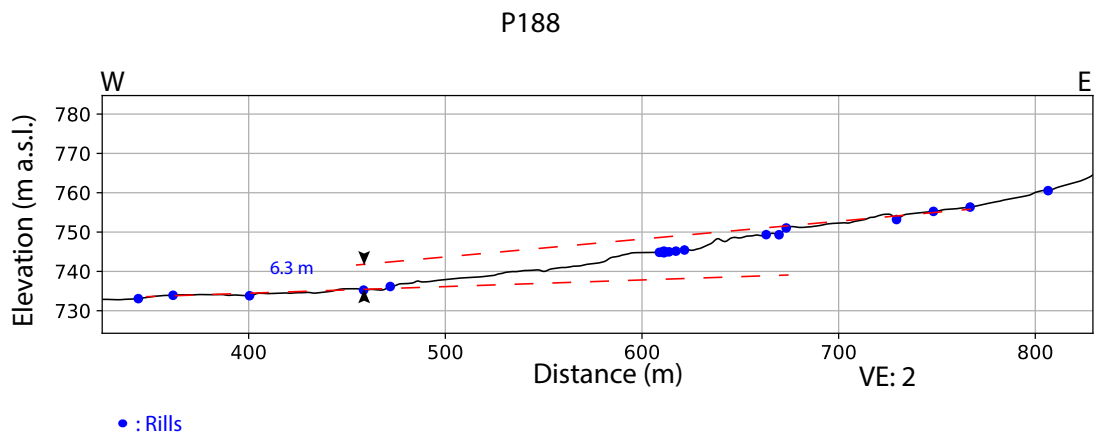
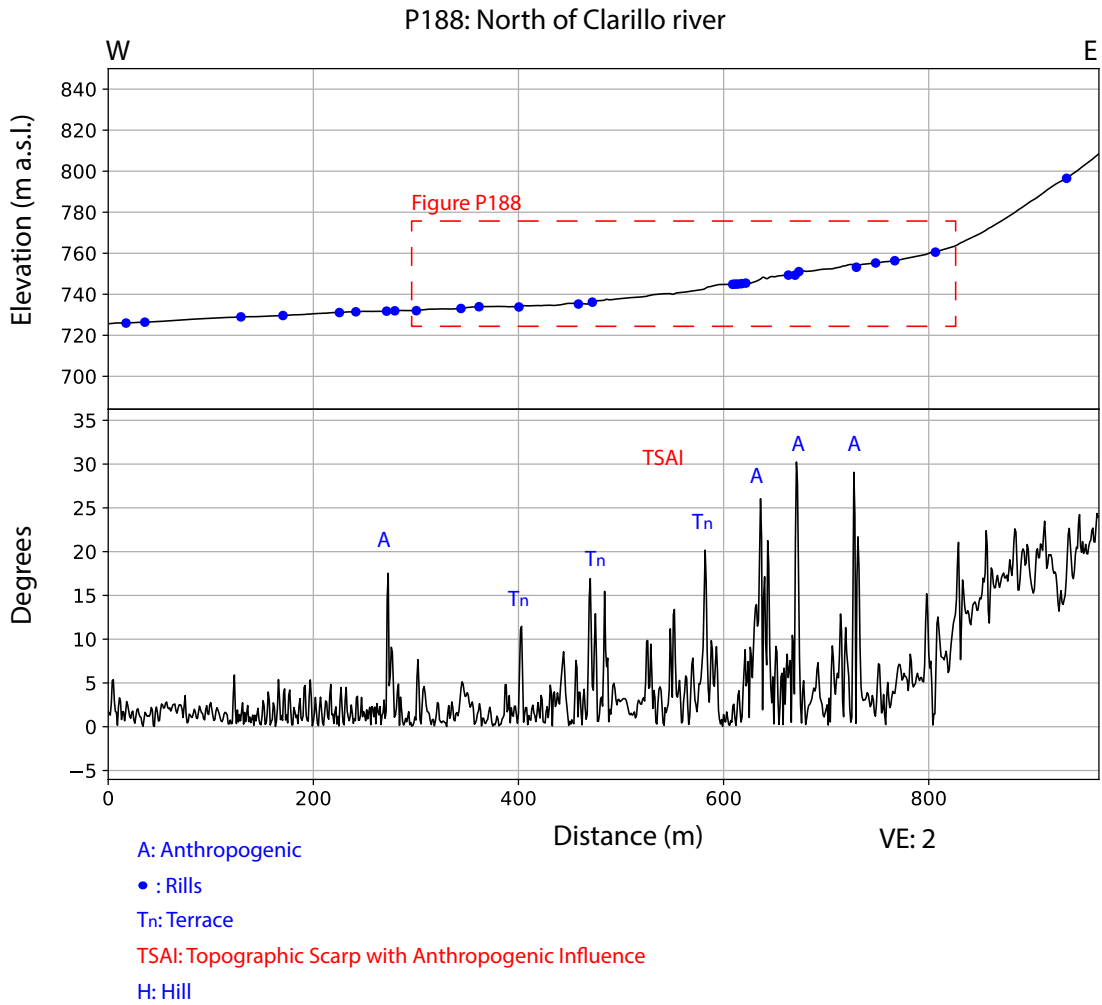


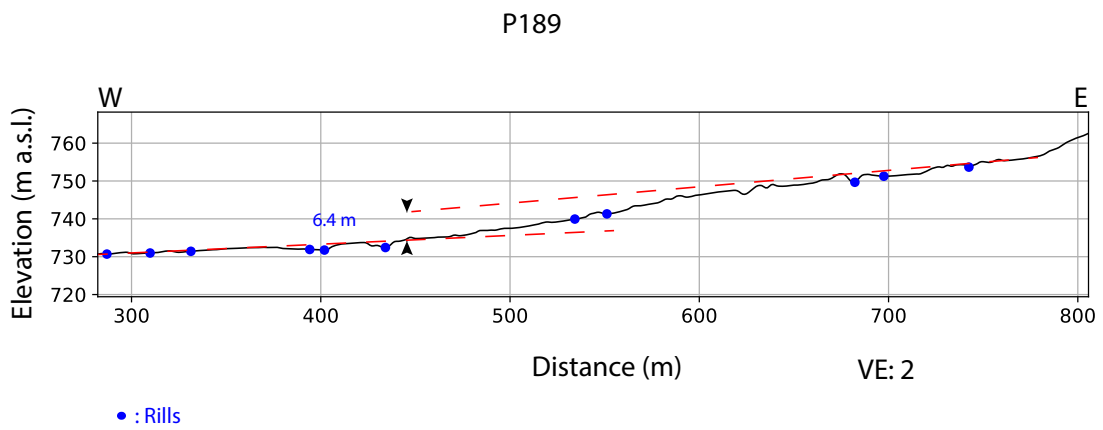
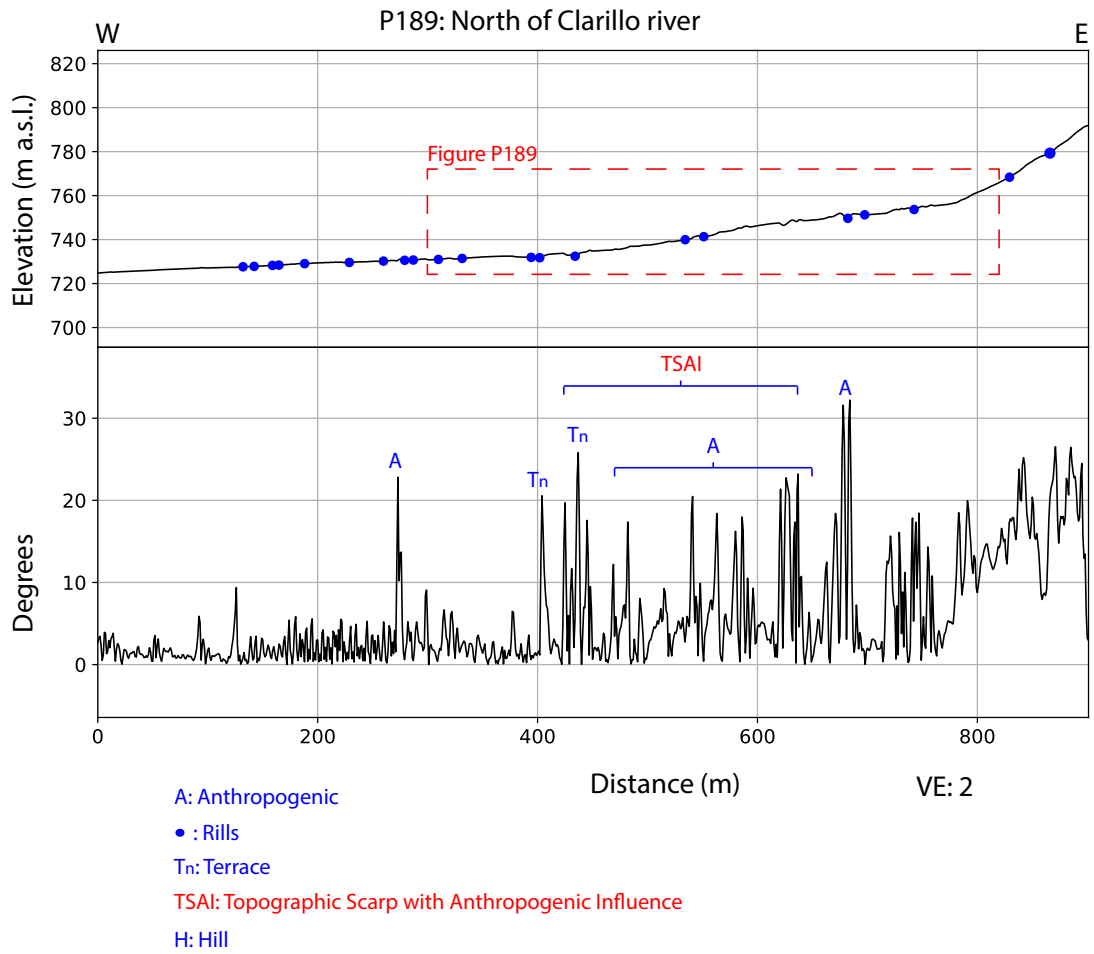
P187: North of Clarillo river

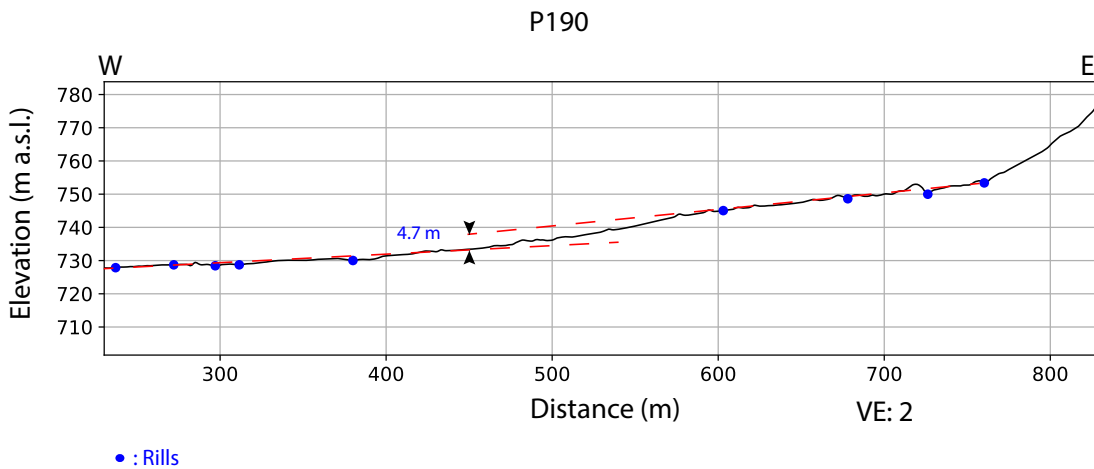
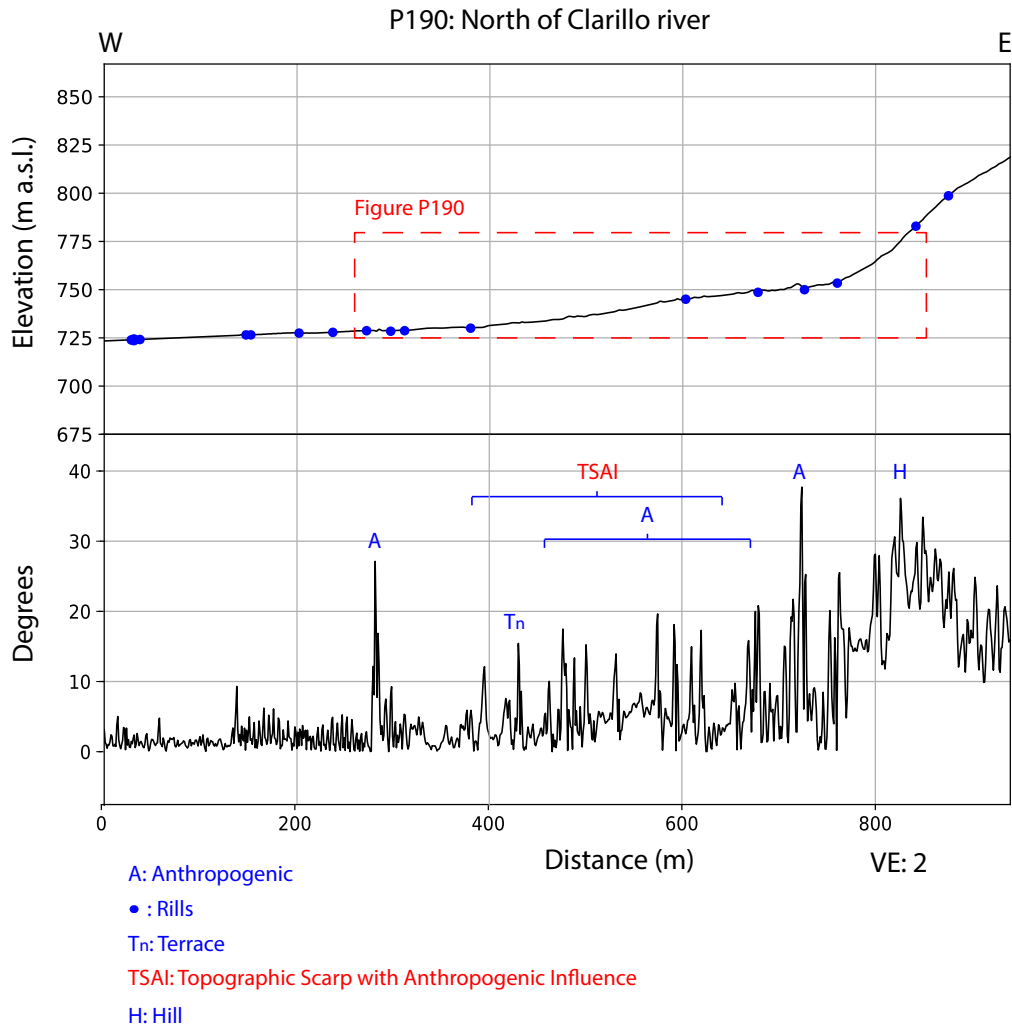


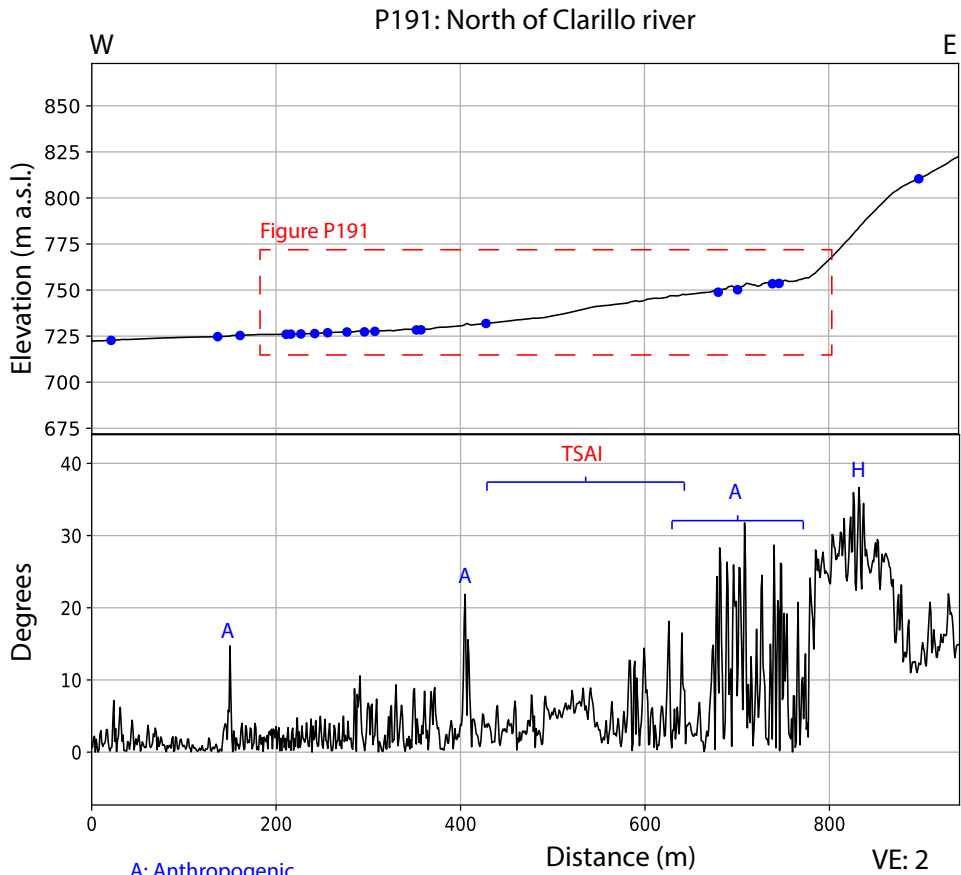
P187



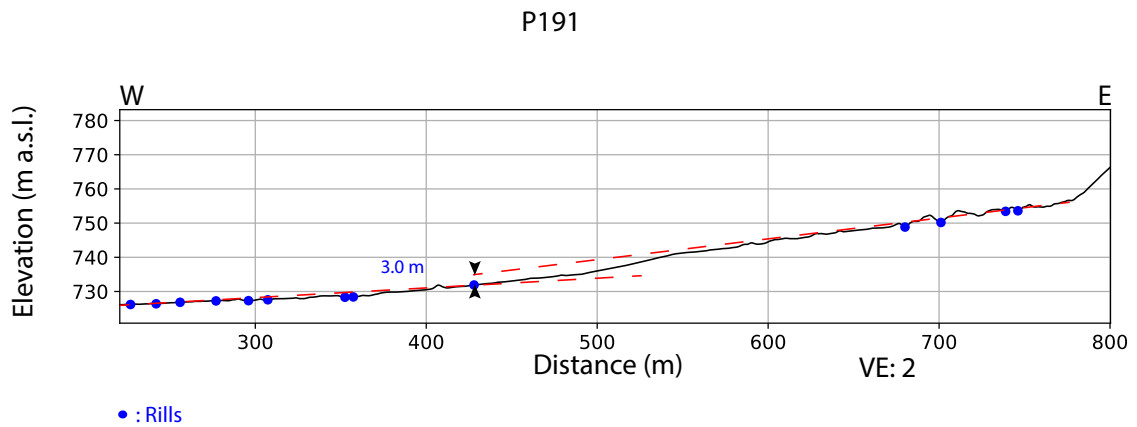




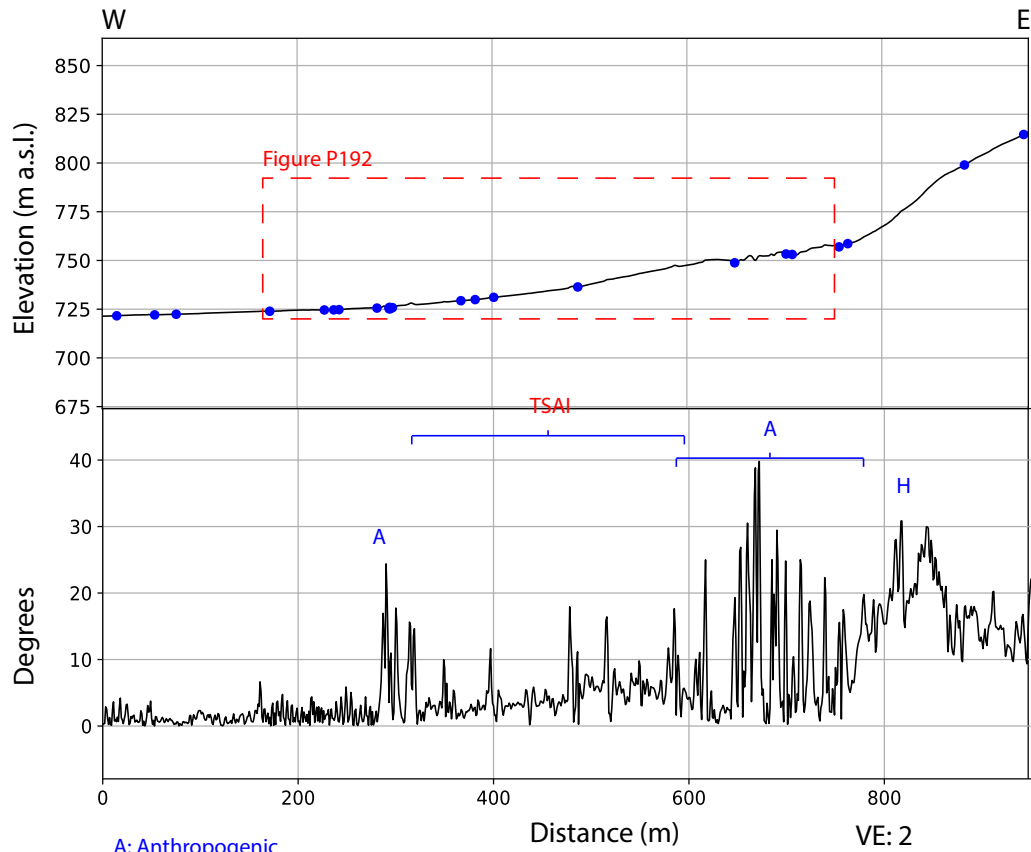




- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

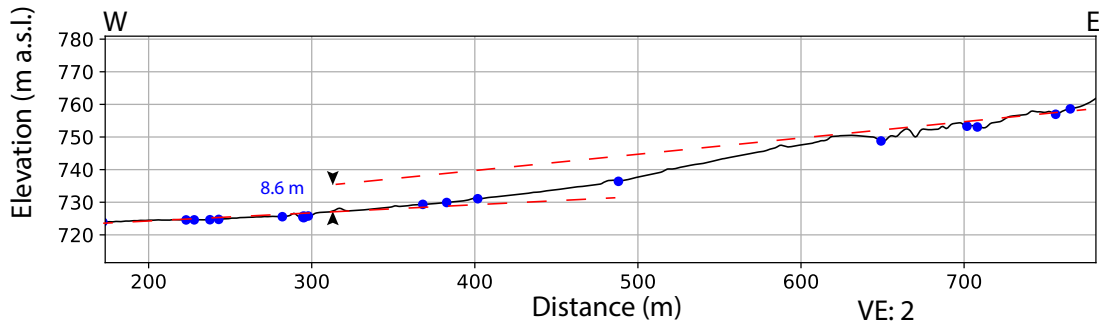


P192: North of Clarillo river



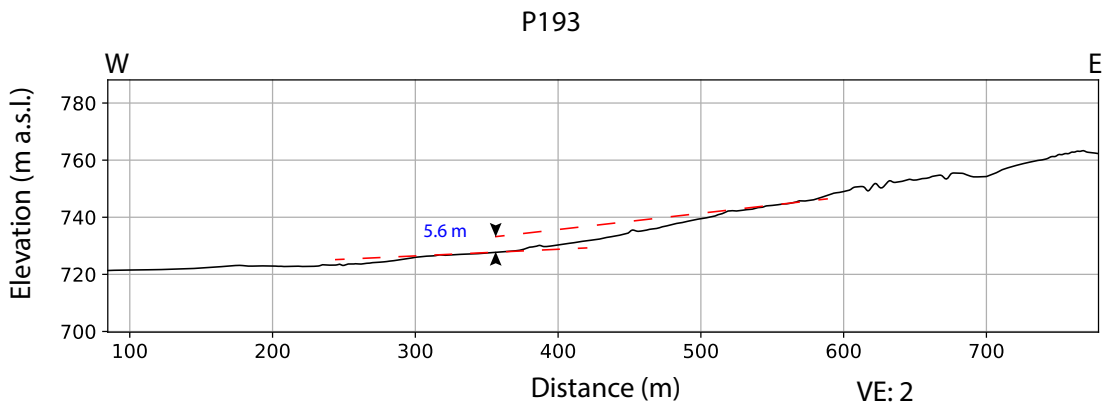
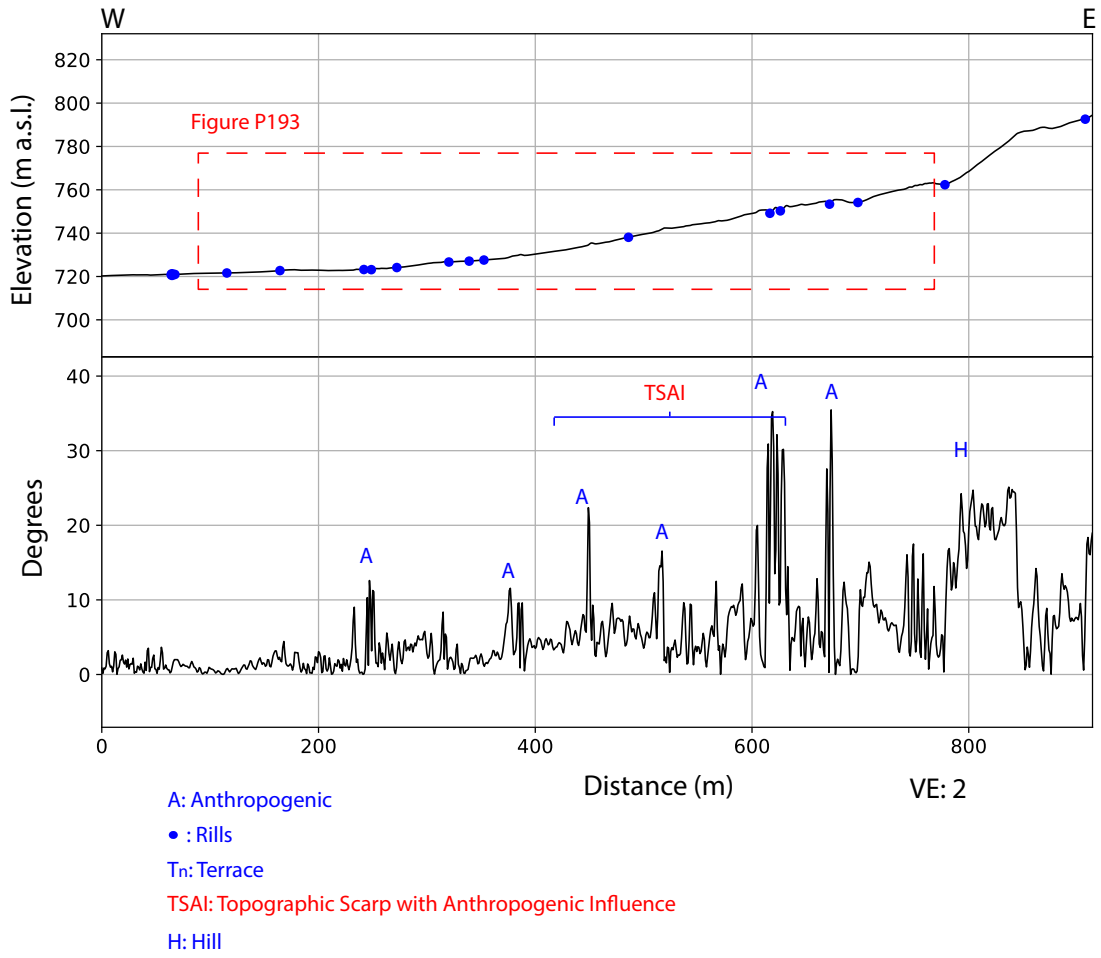
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

P192

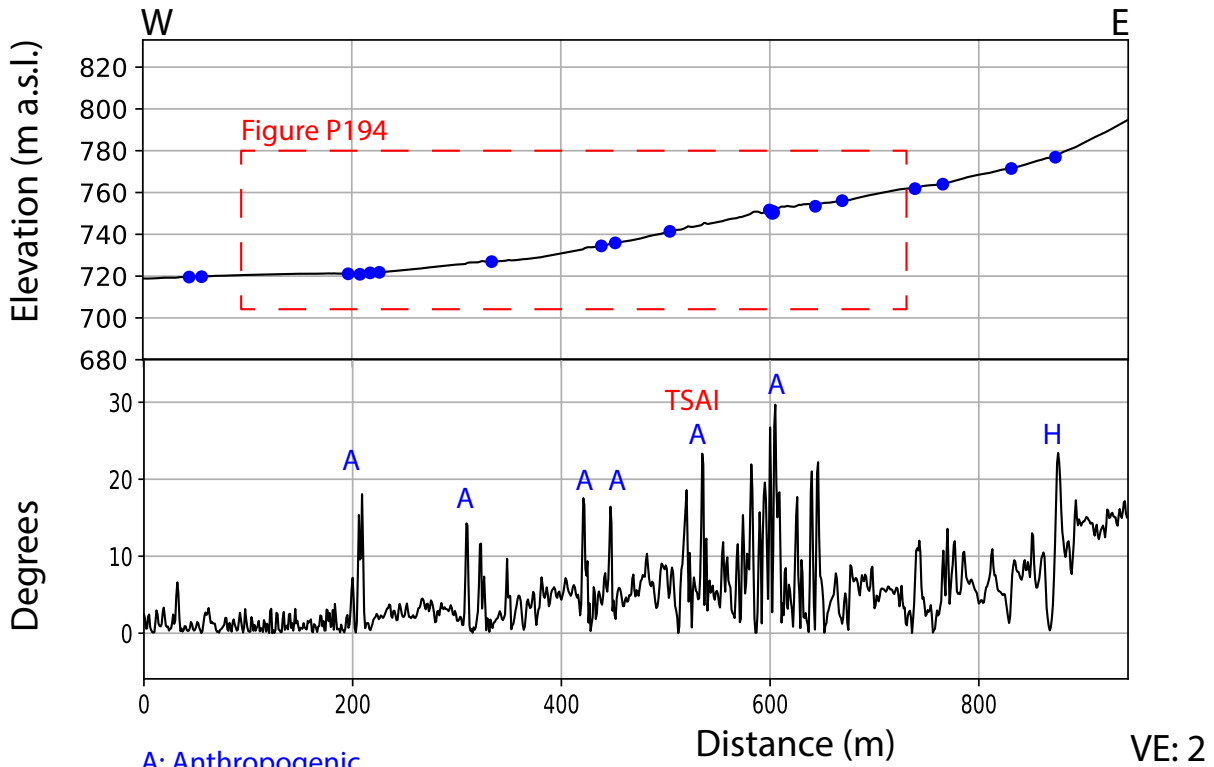


- : Rills

P193: North of Clarillo river



P194: North of Clarillo river



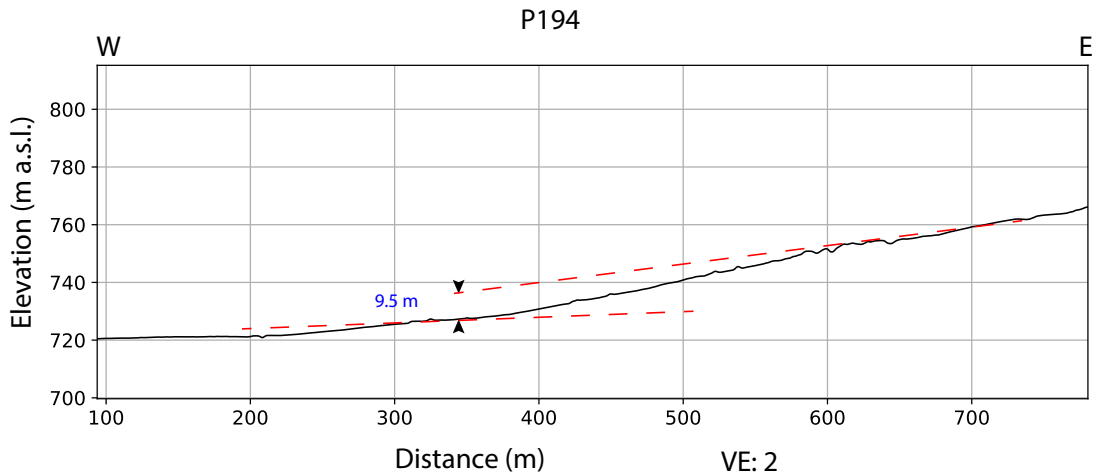
A: Anthropogenic

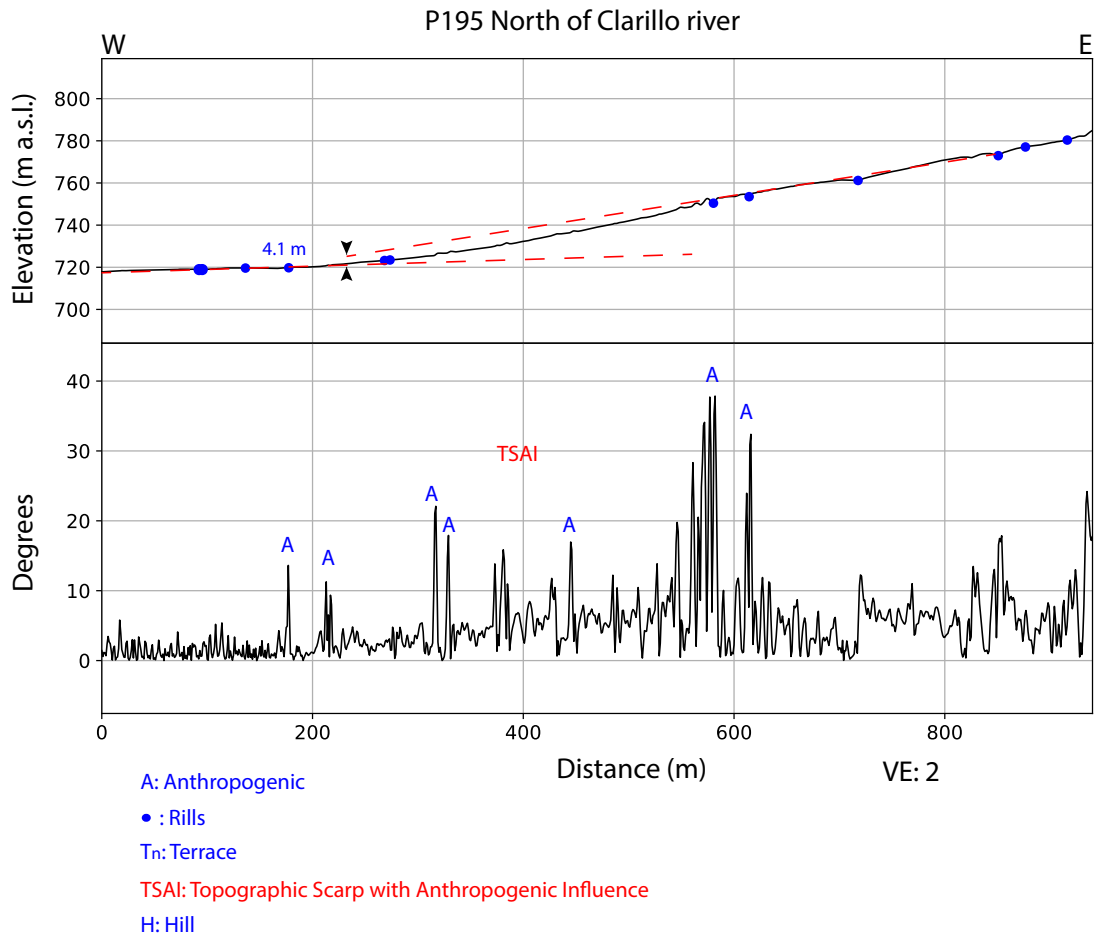
• : Rills

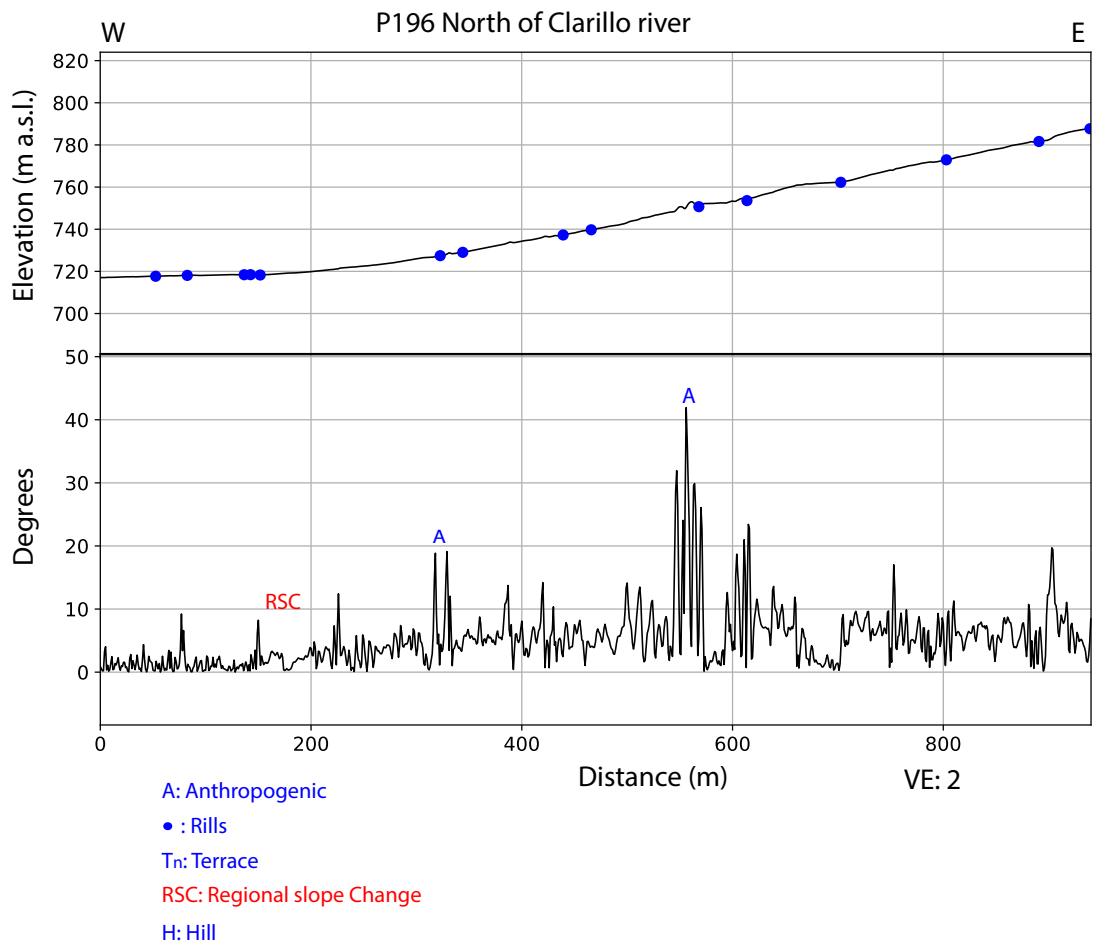
Tn: Terrace

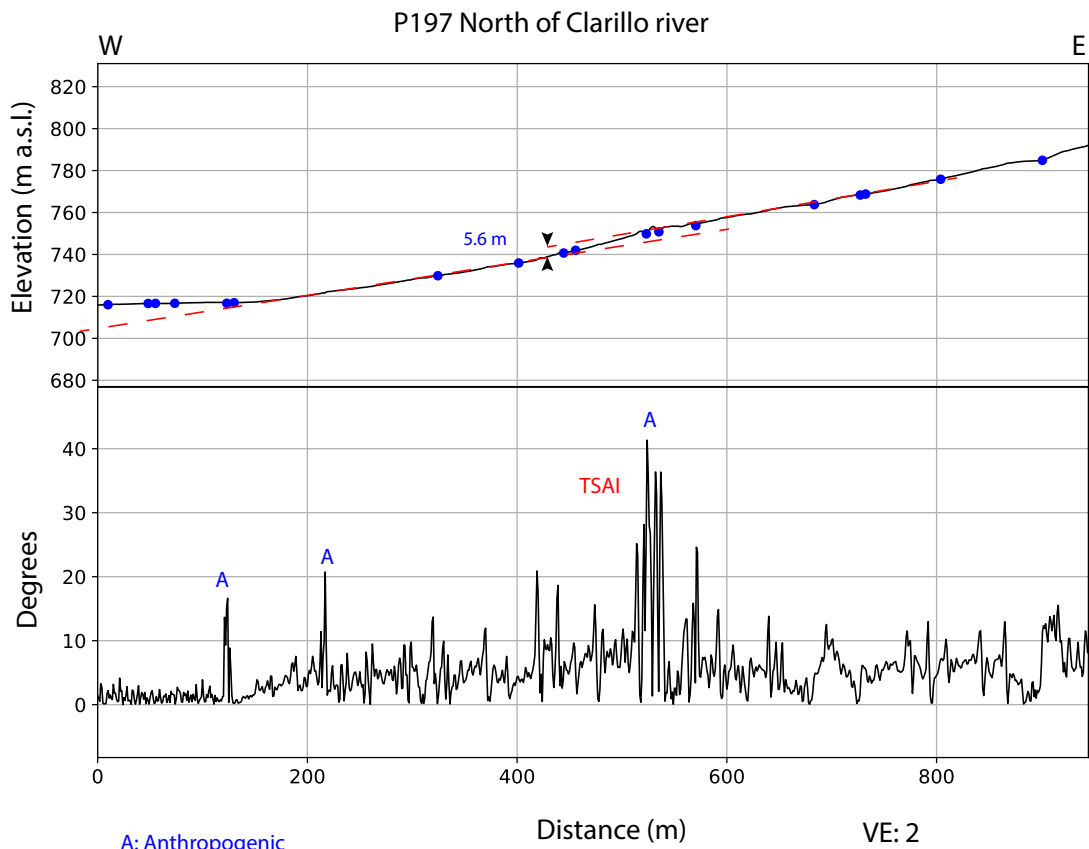
TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

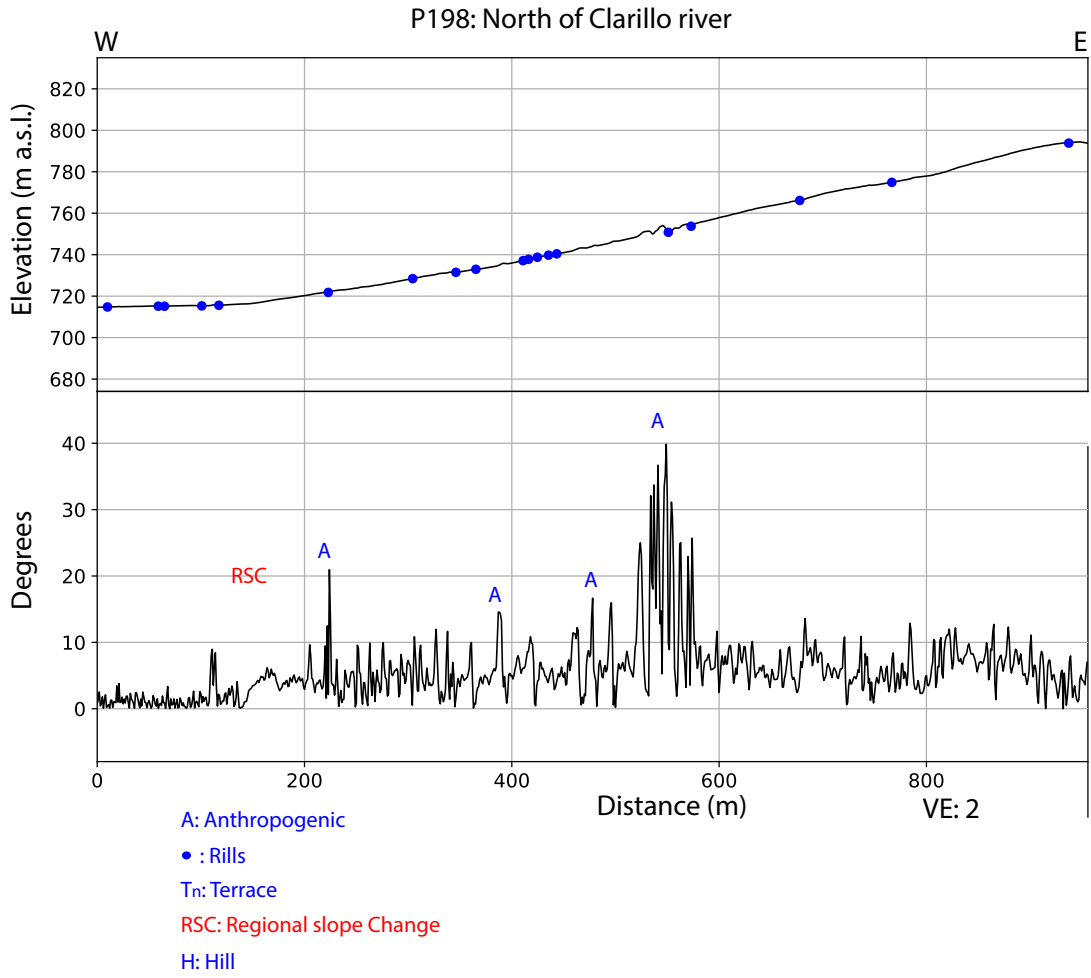




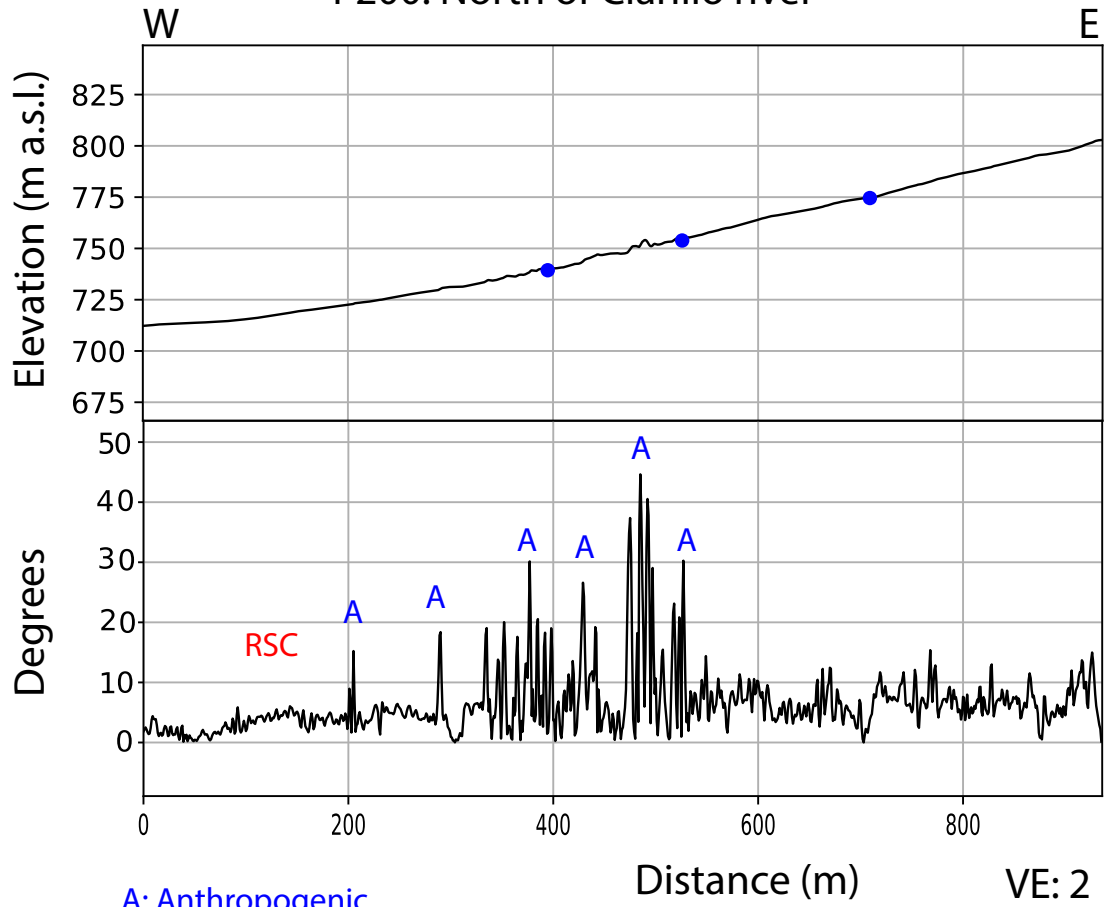




- A: Anthropogenic
- : Rills
- T_n: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill



P200: North of Clarillo river



A: Anthropogenic

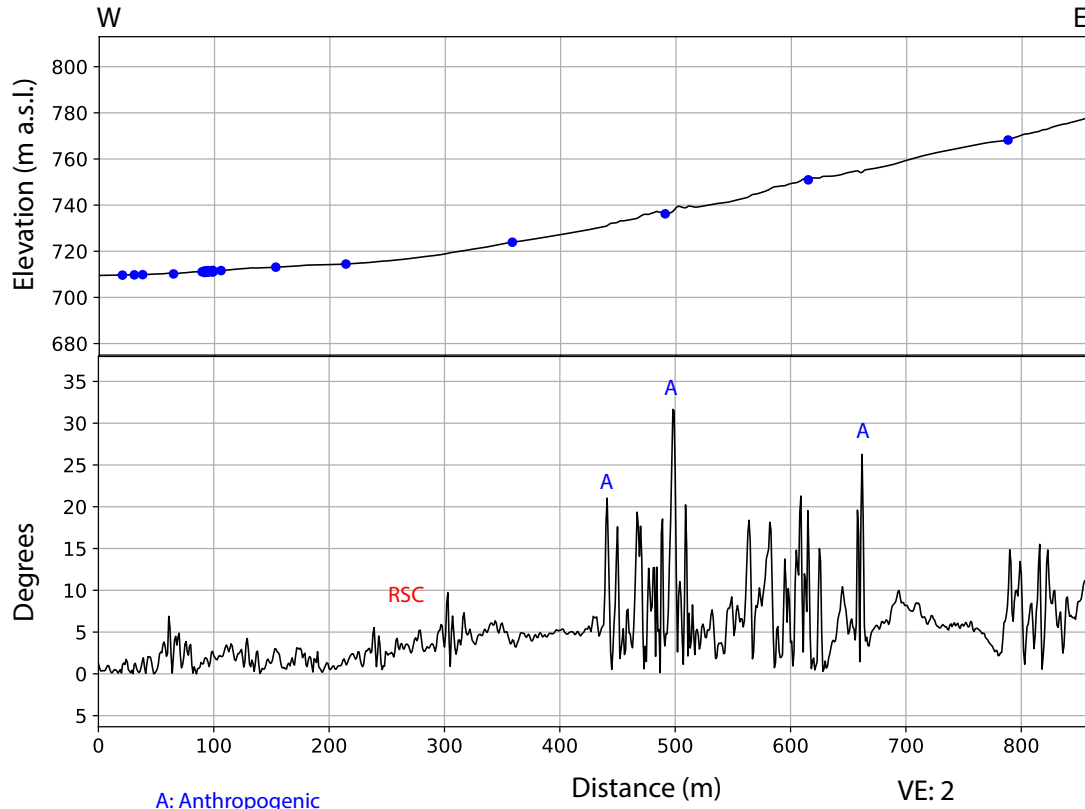
• : Rills

Tn: Terrace

RSC: Regional slope Change

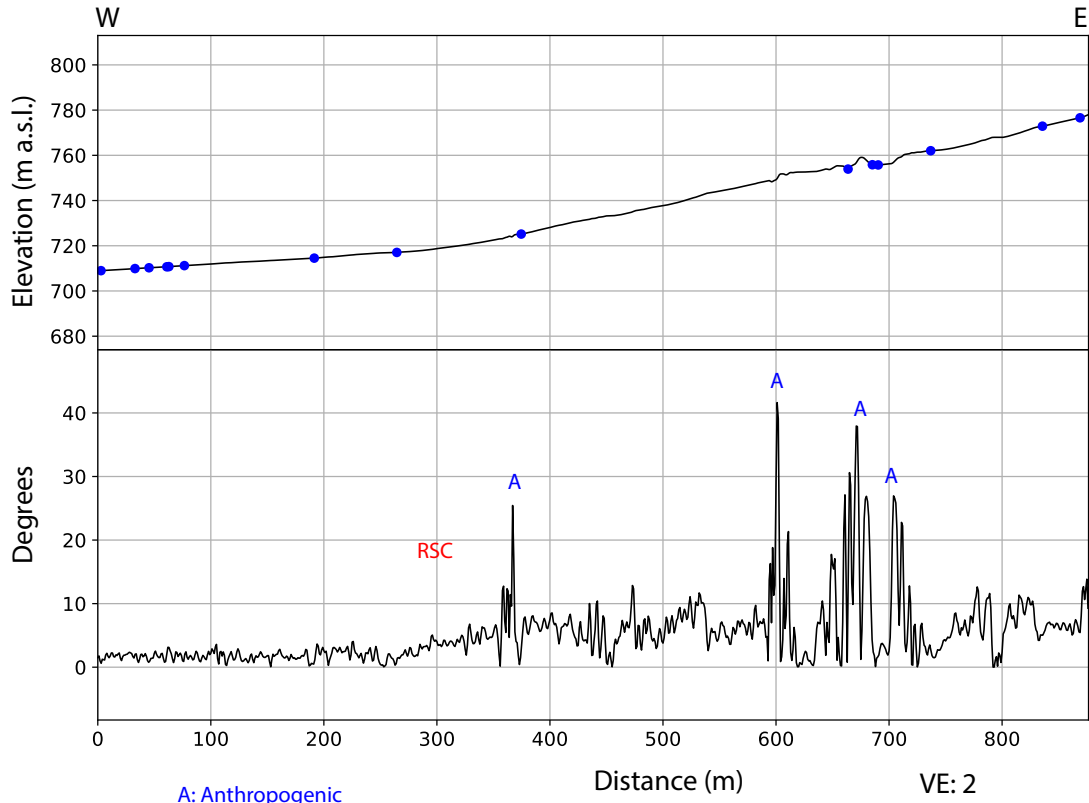
H: Hill

P201: North of Clarillo river

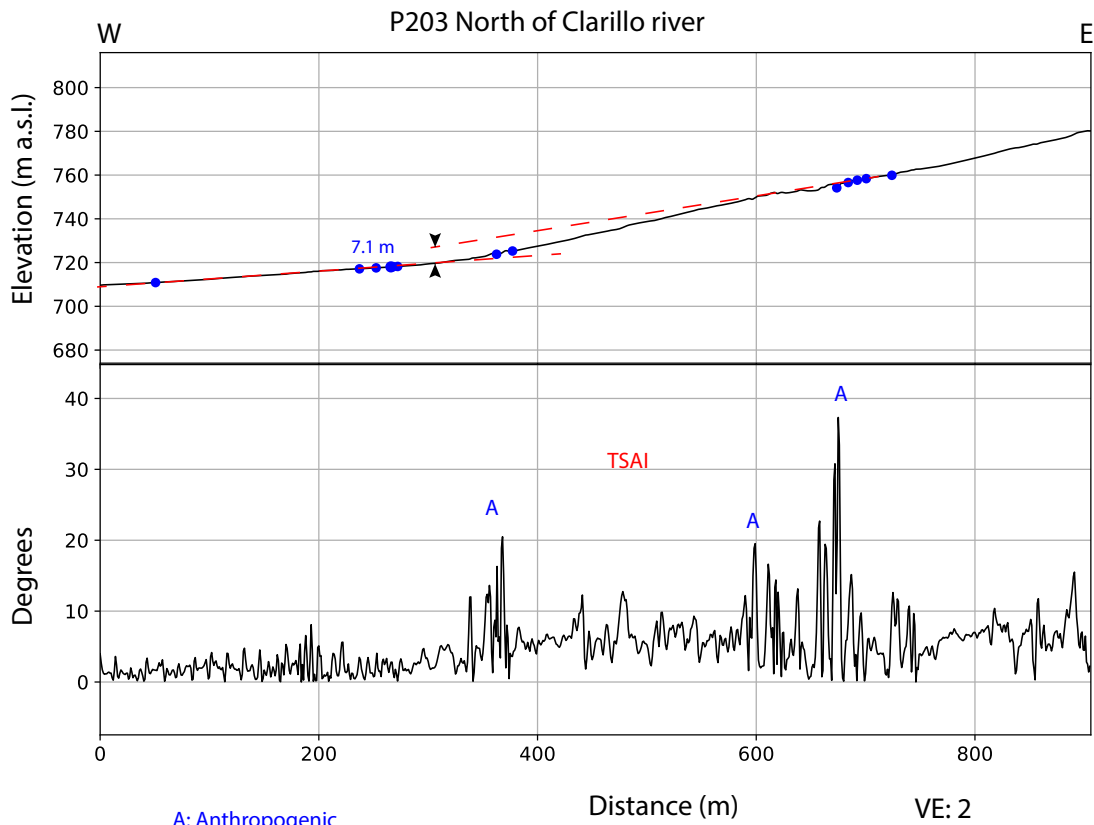


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

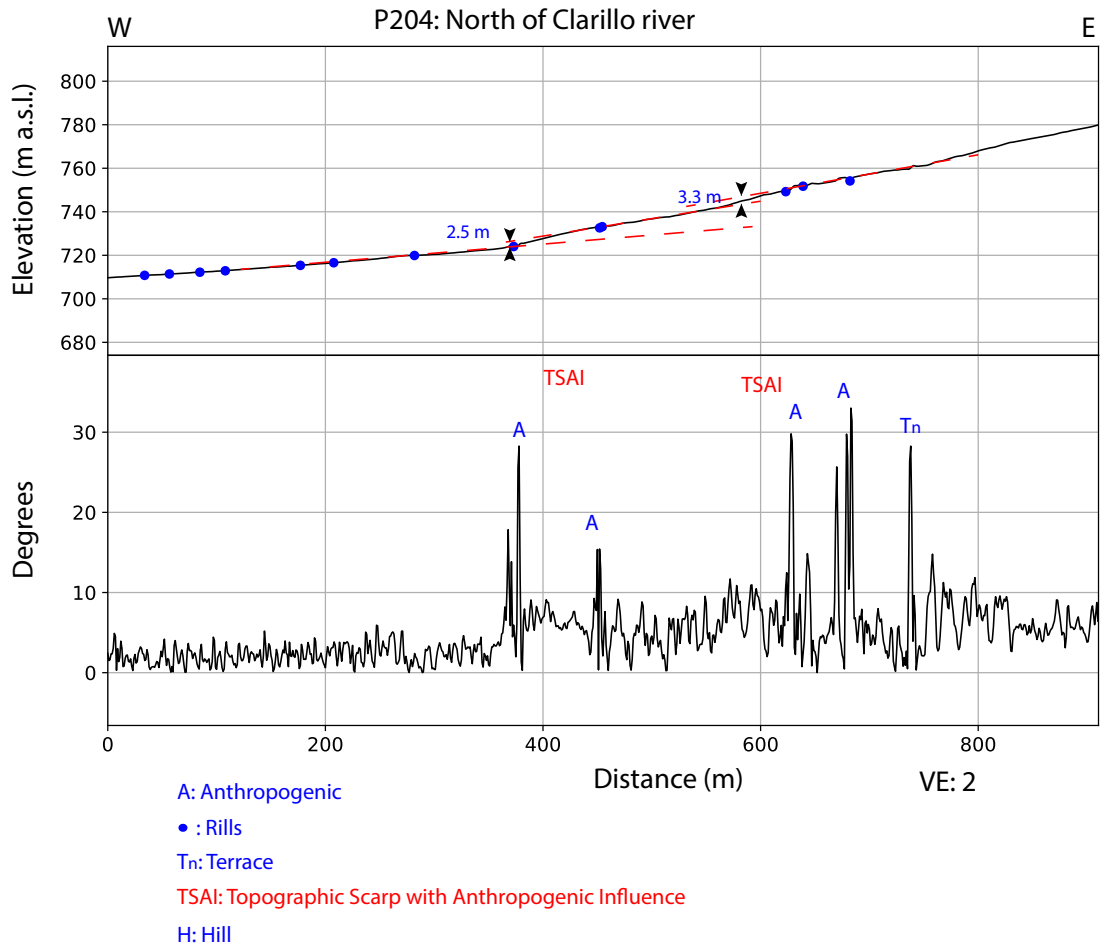
P202: North of Clarillo river

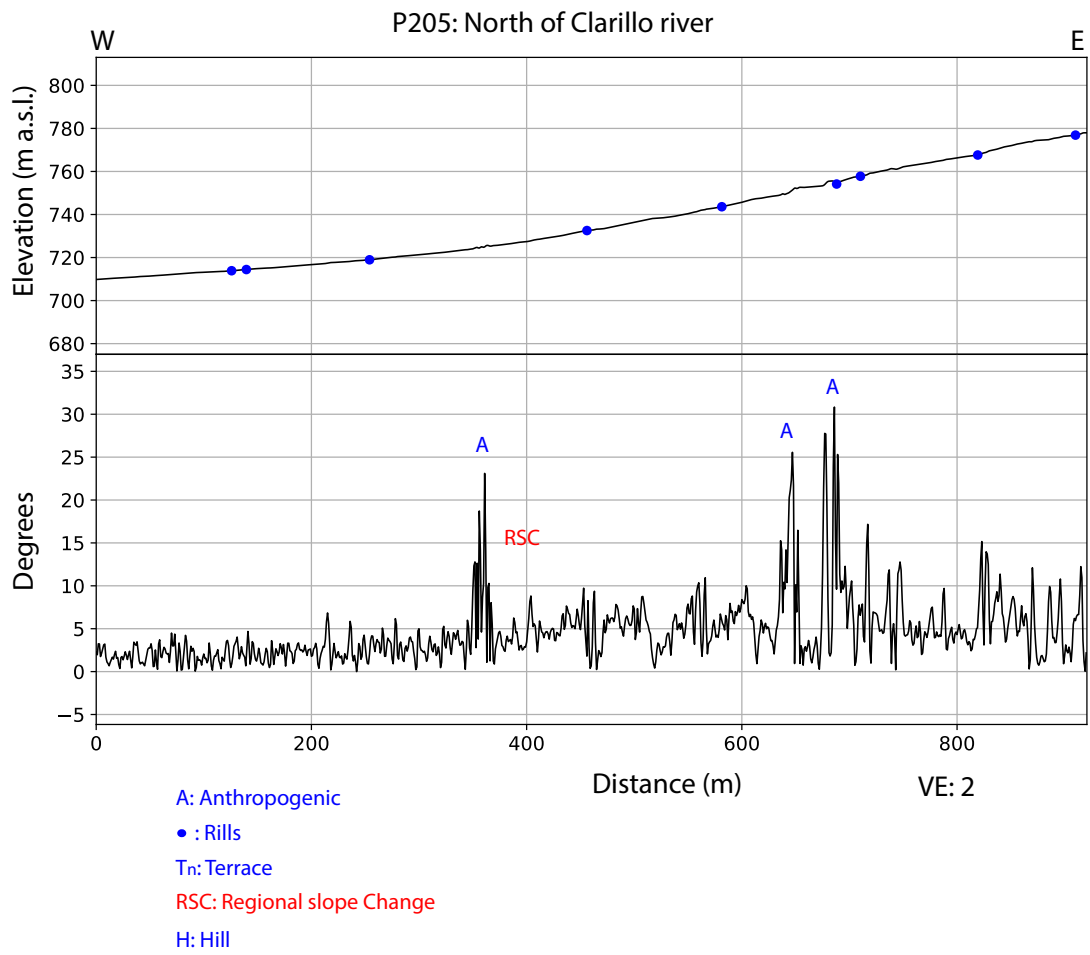


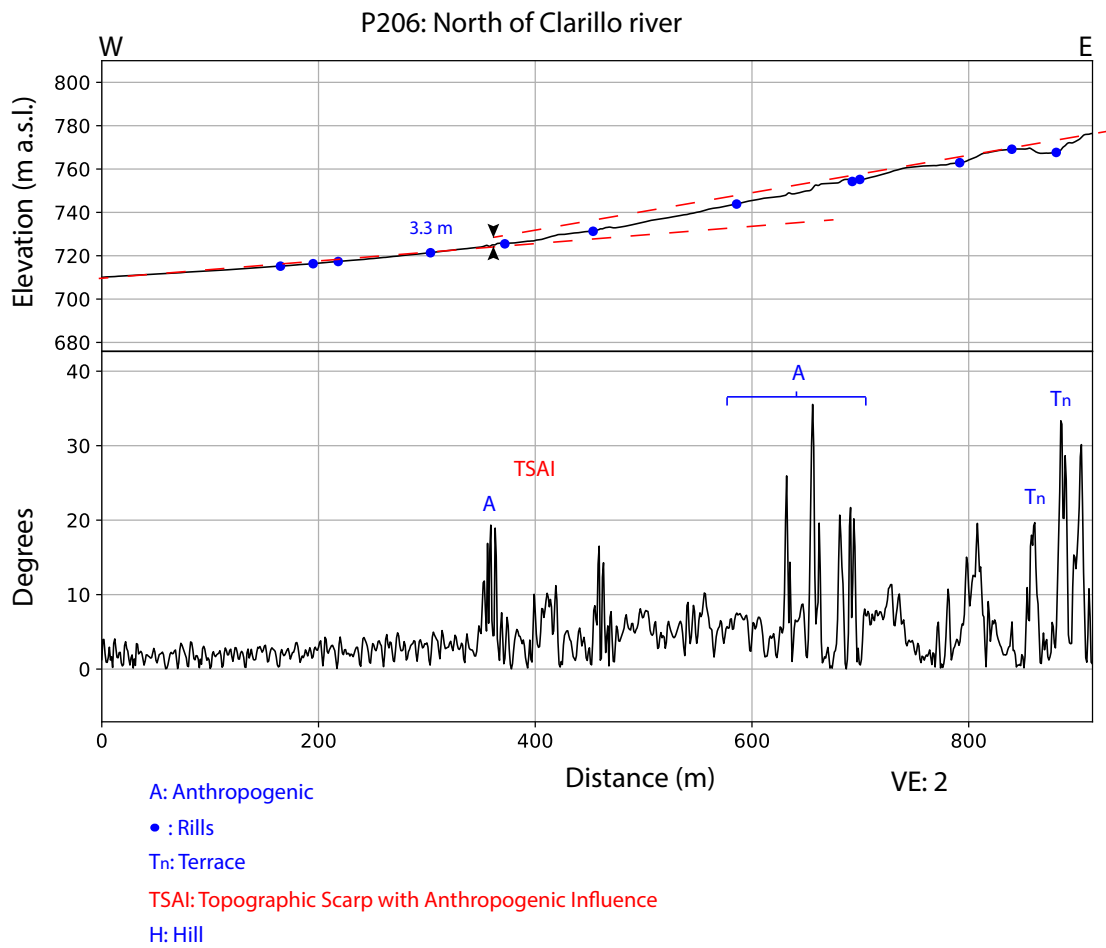
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

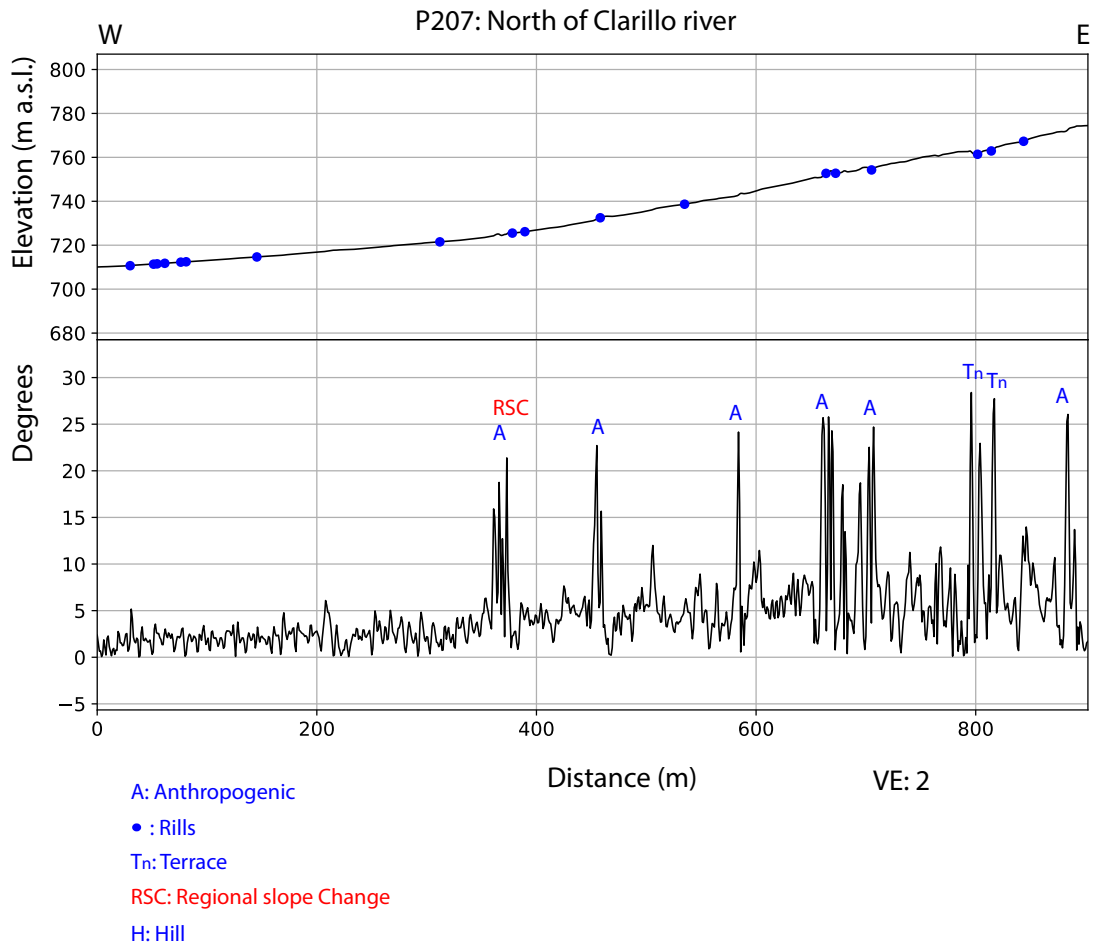


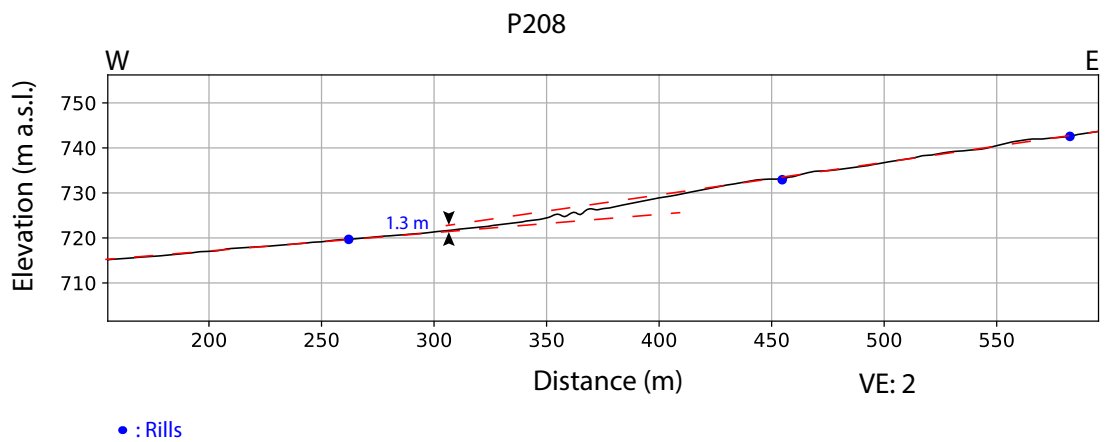
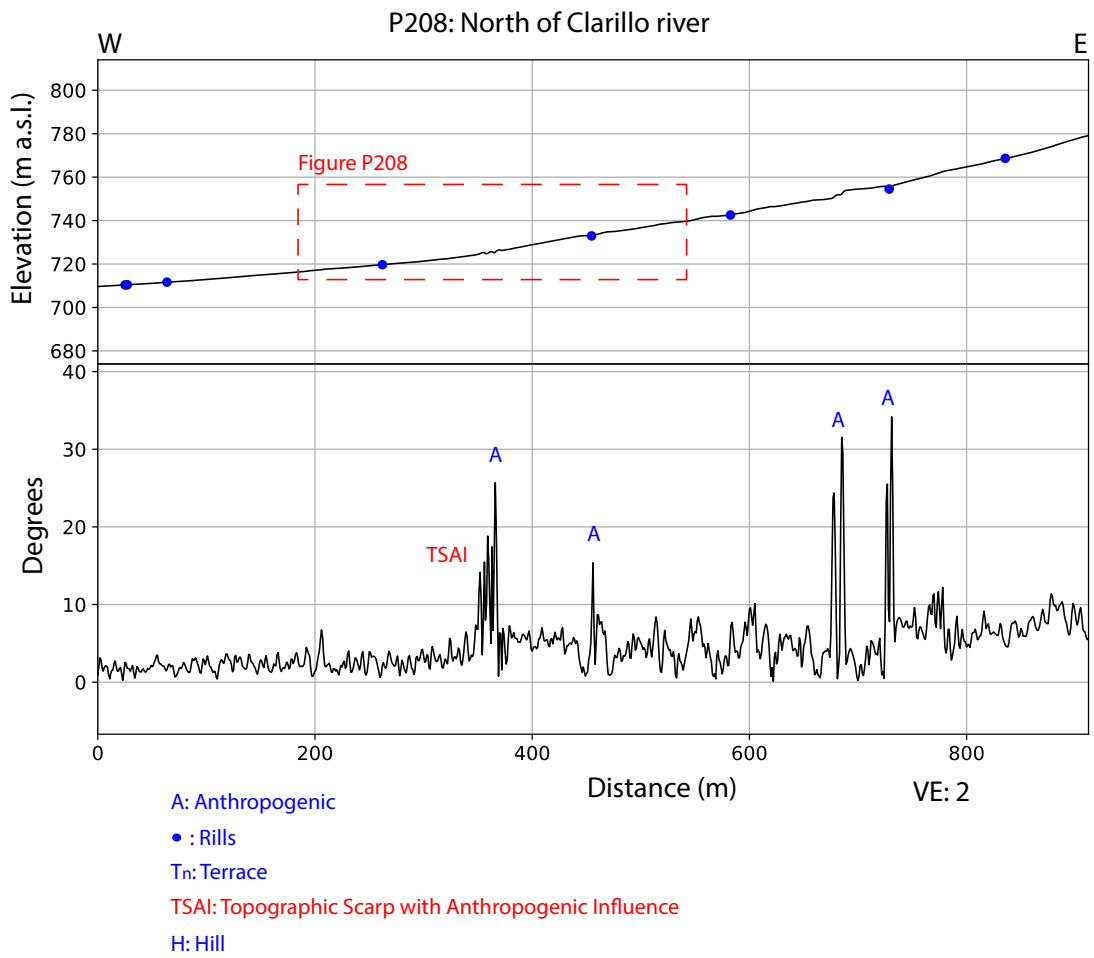
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

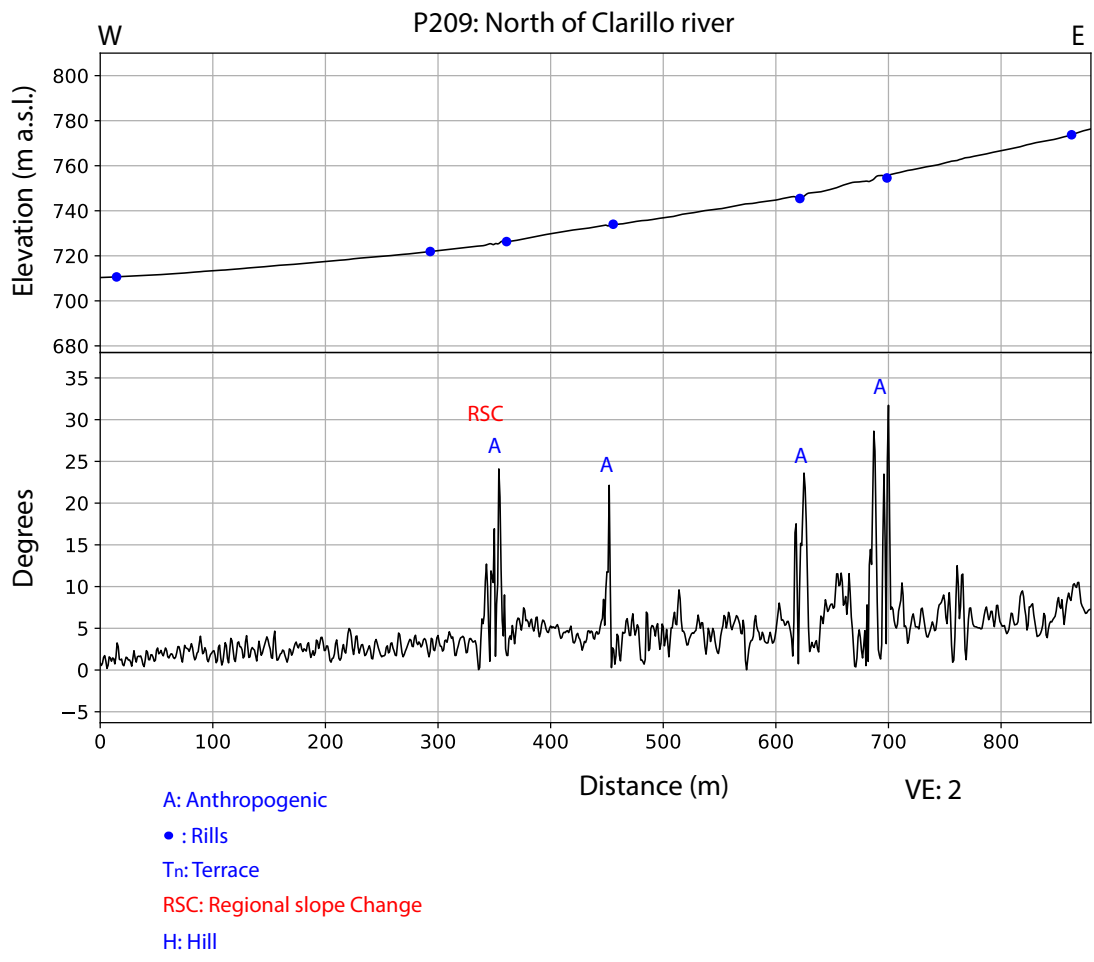


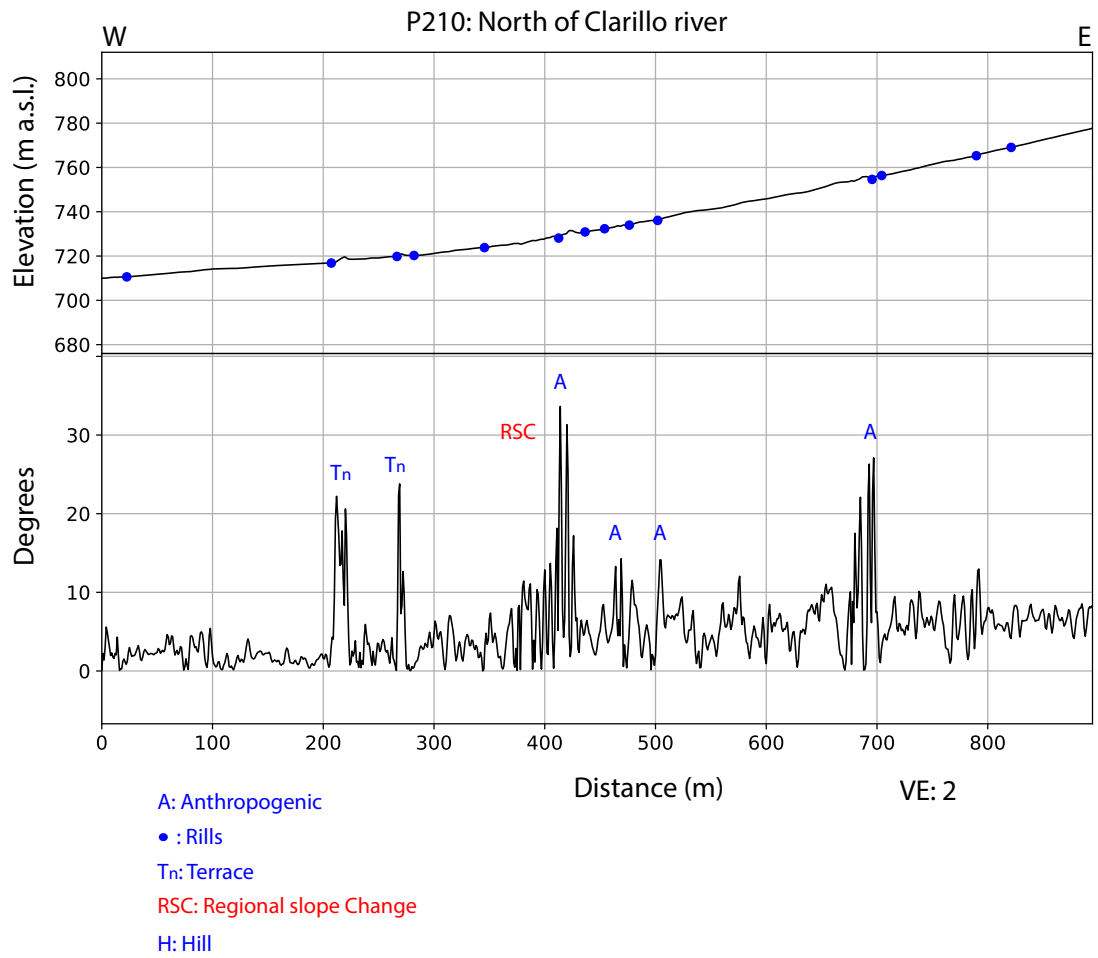




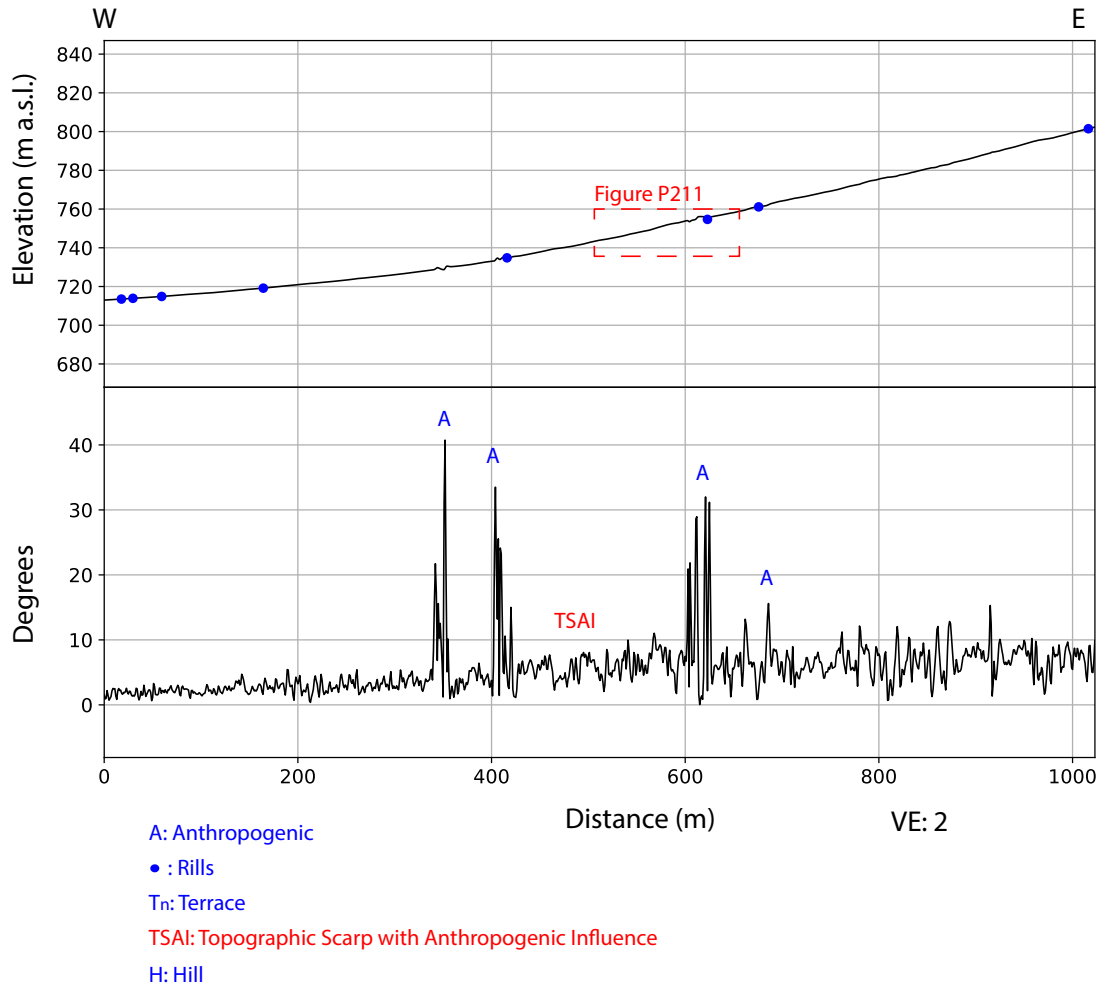




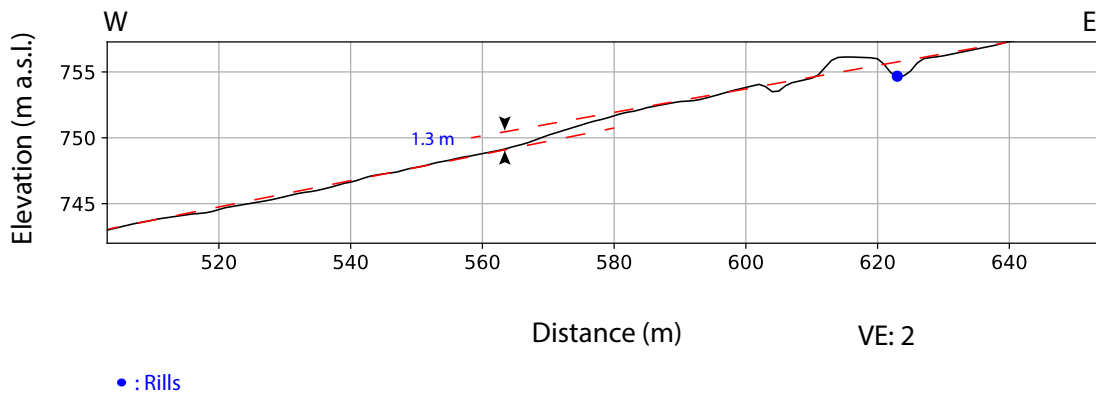




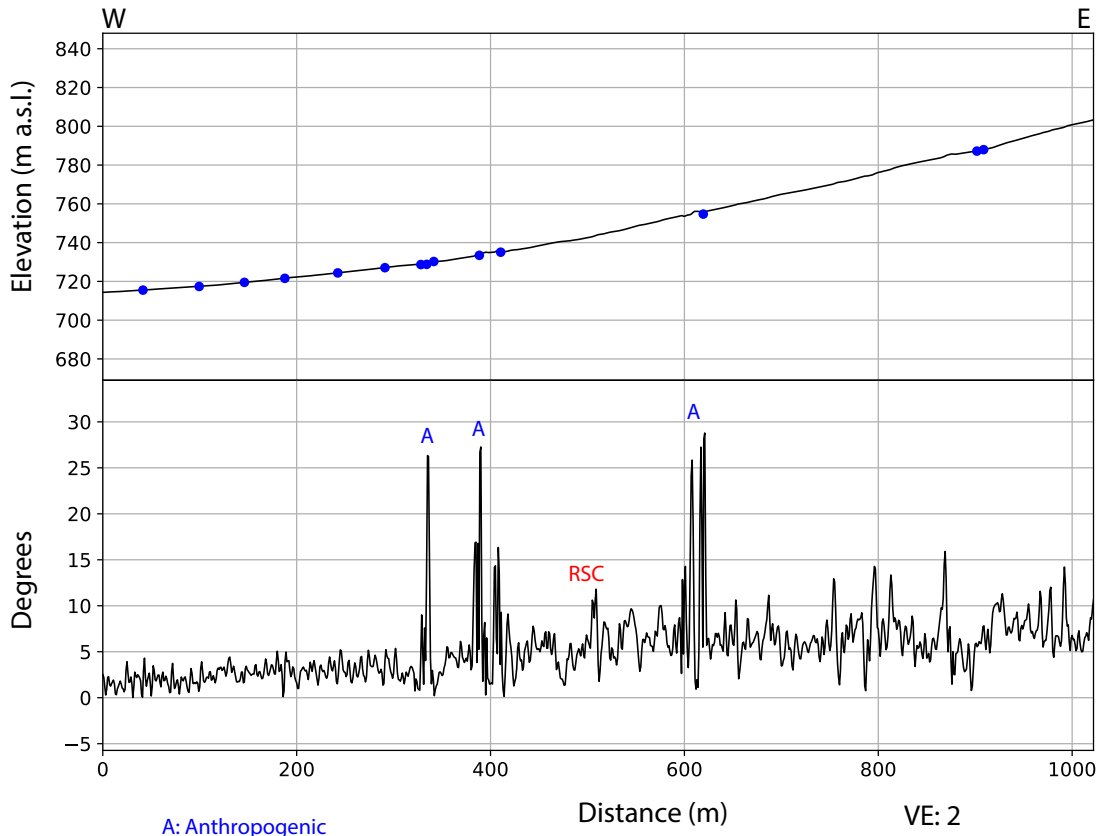
P211: North of Clarillo river



P211

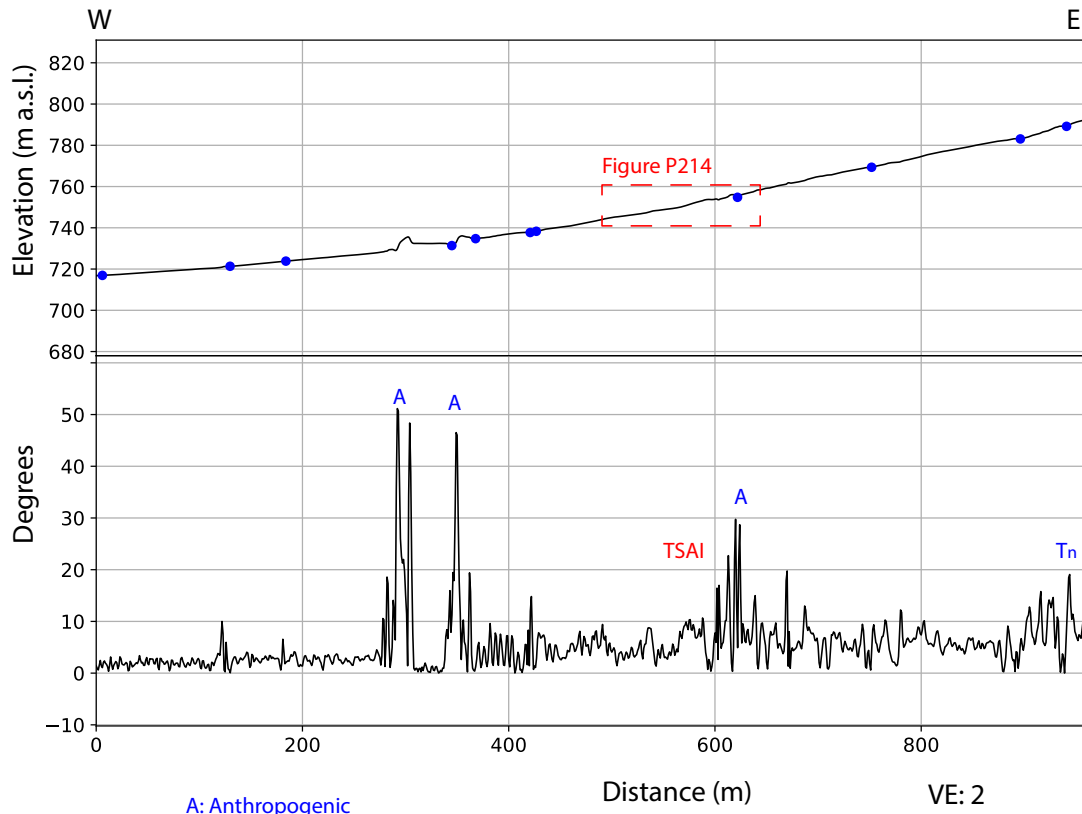


P212: North of Clarillo river

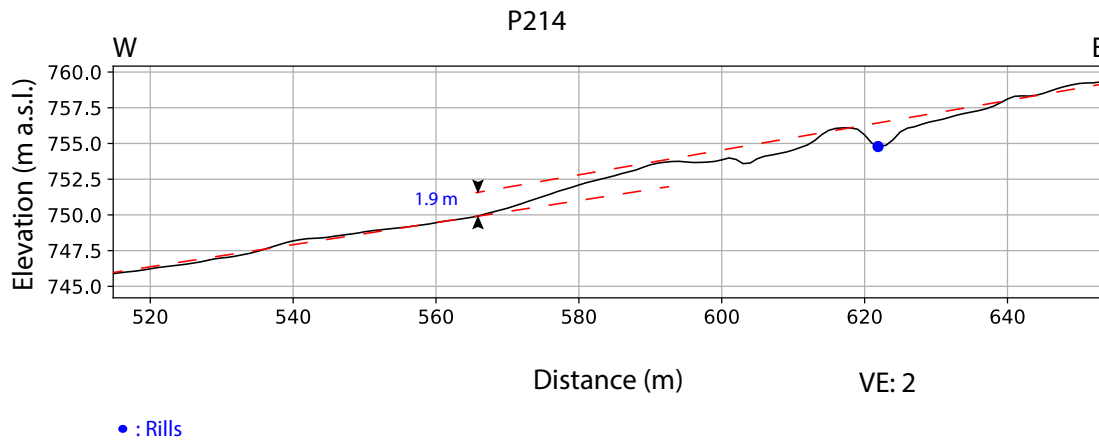


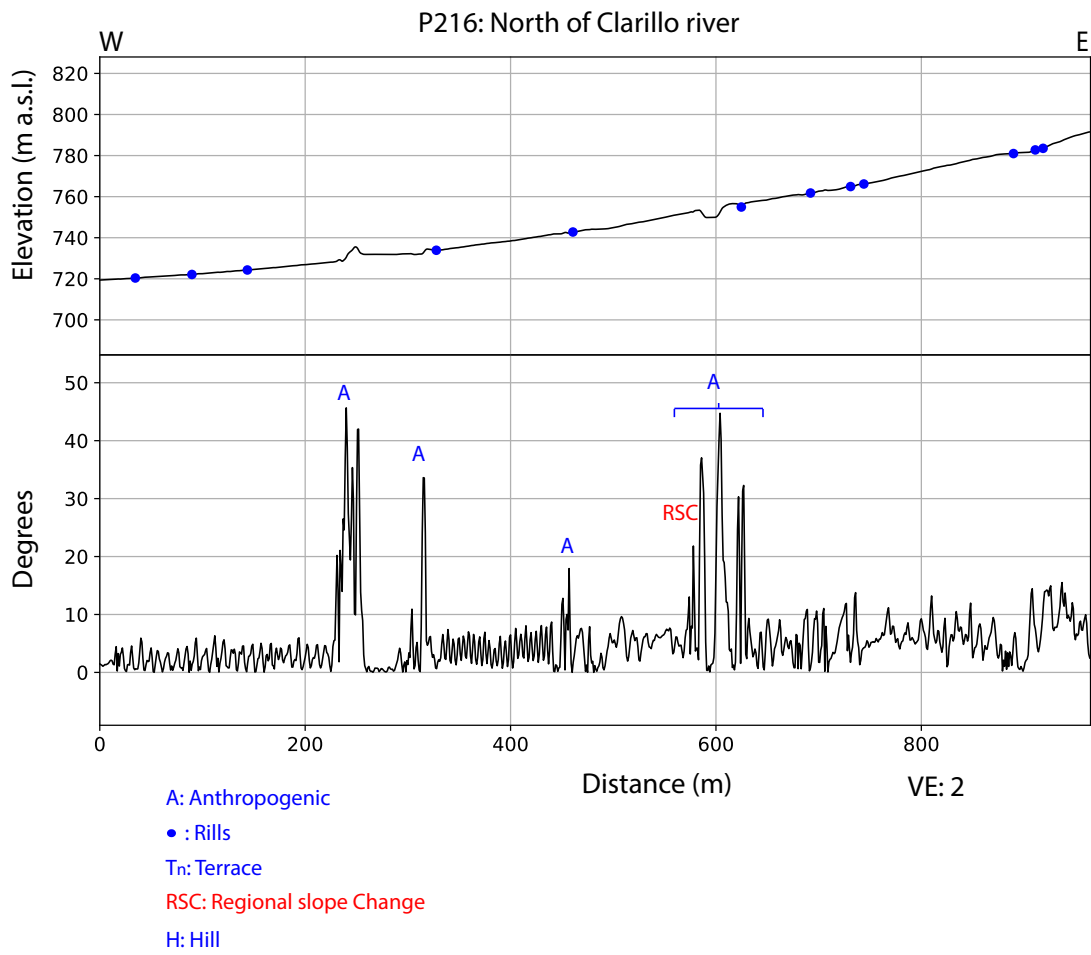
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

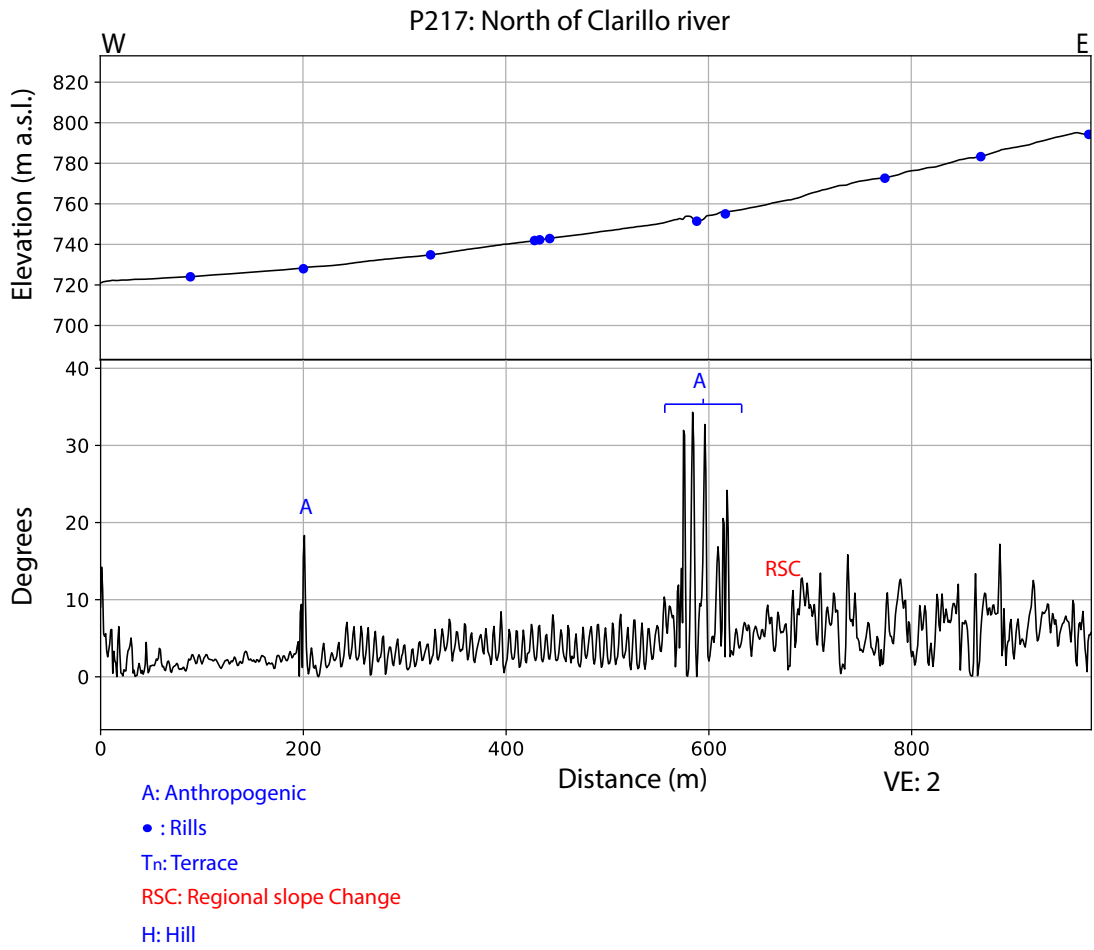
P214: North of Clarillo river



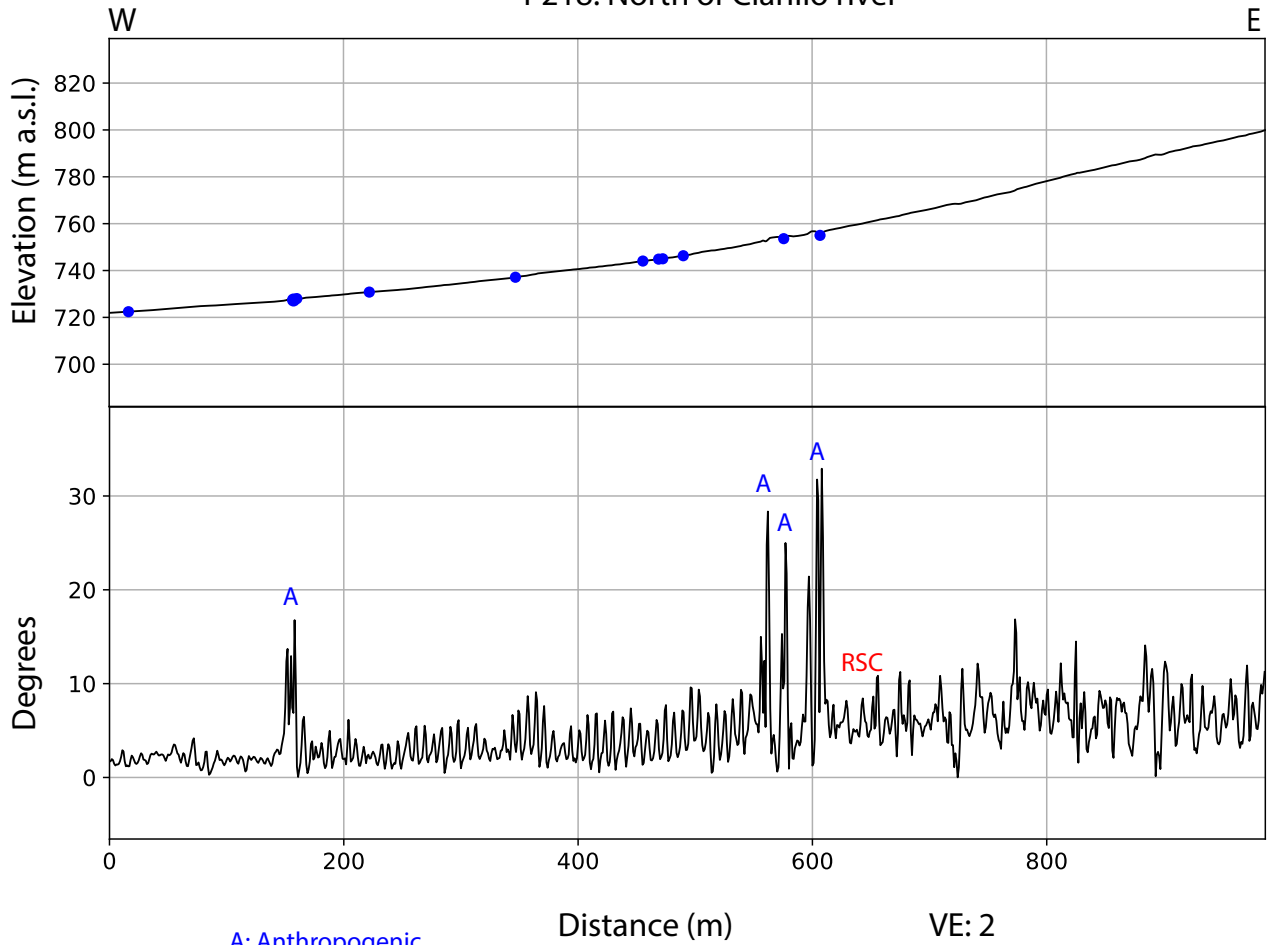
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill



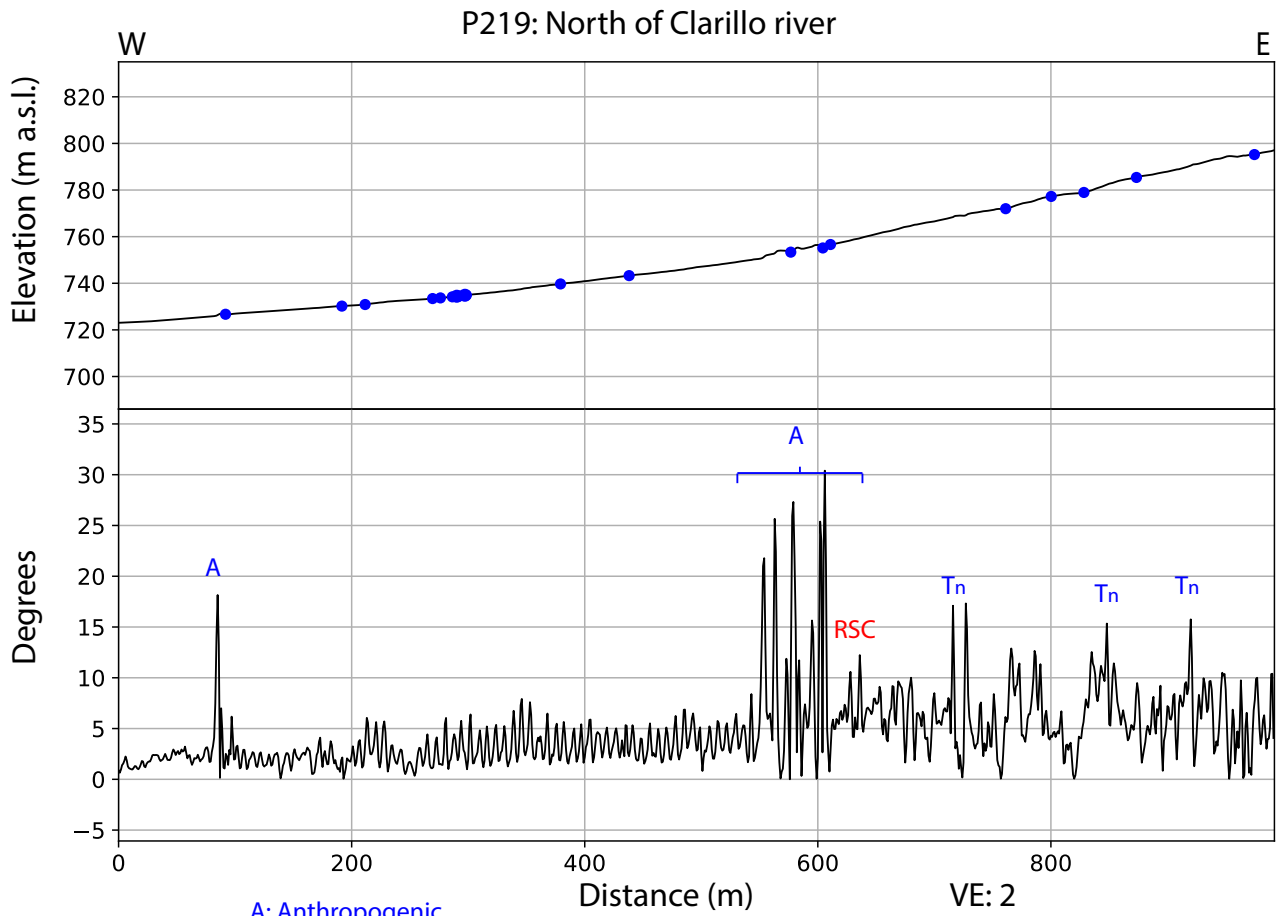




P218: North of Clarillo river

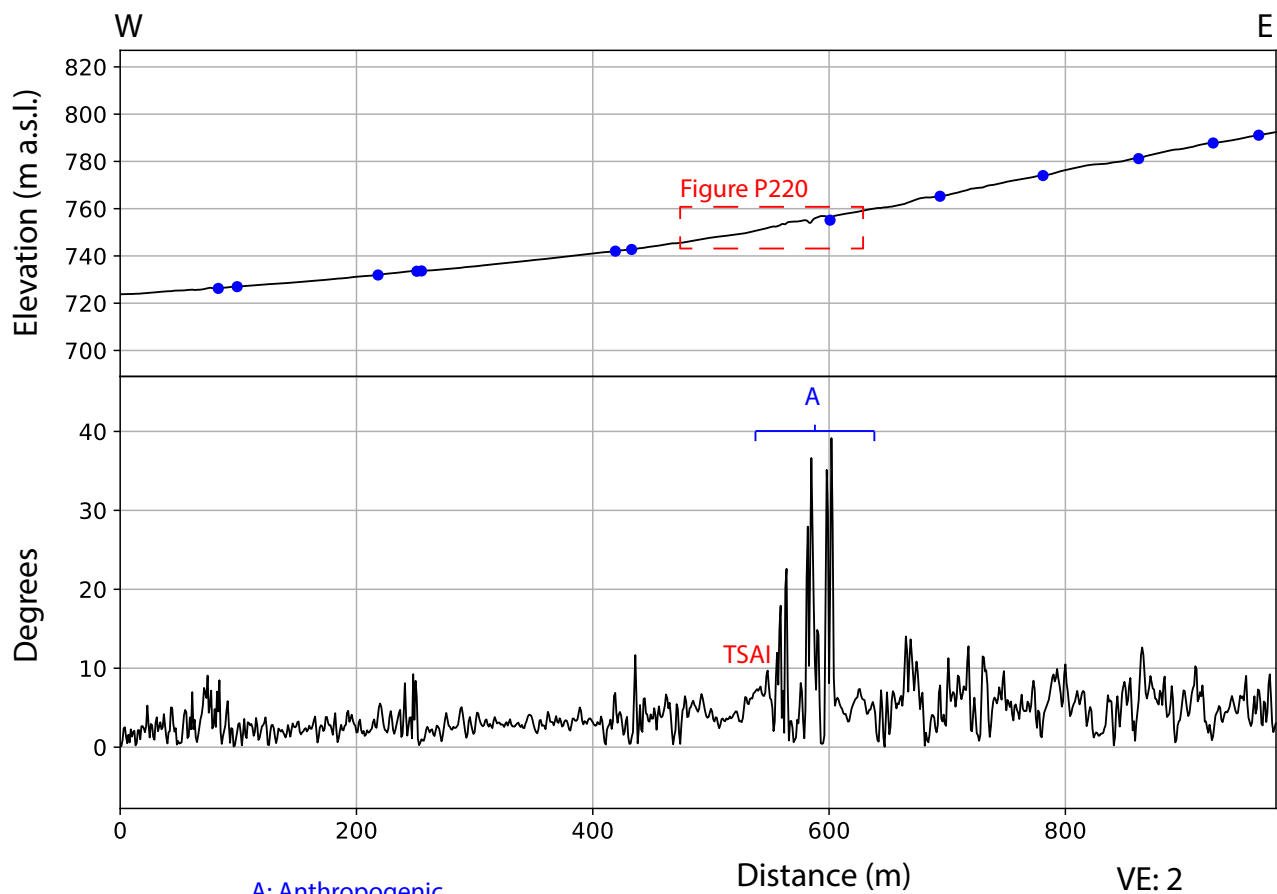


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P220: North of Clarillo river



A: Anthropogenic

• : Rills

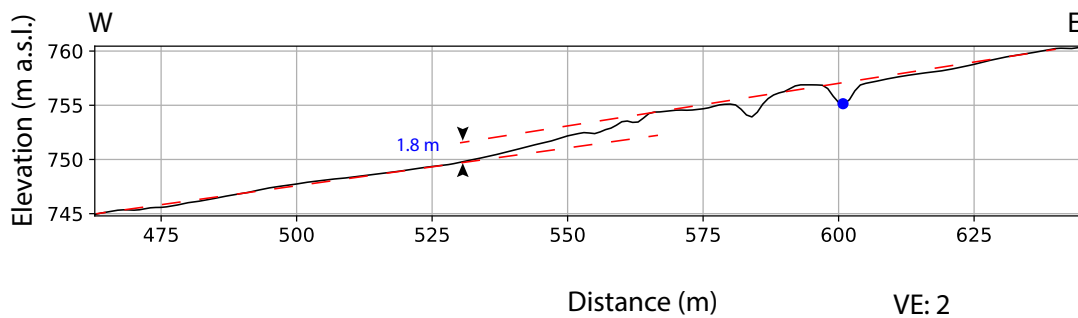
Tn: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

VE: 2

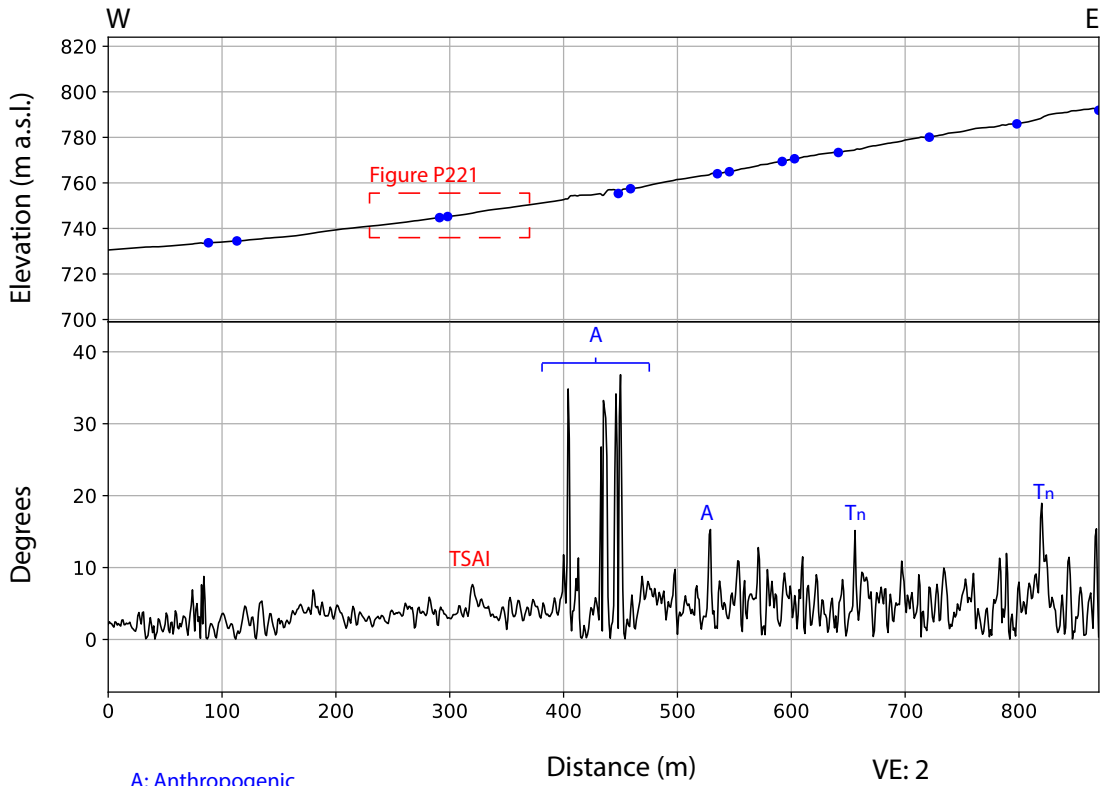
P220



• : Rills

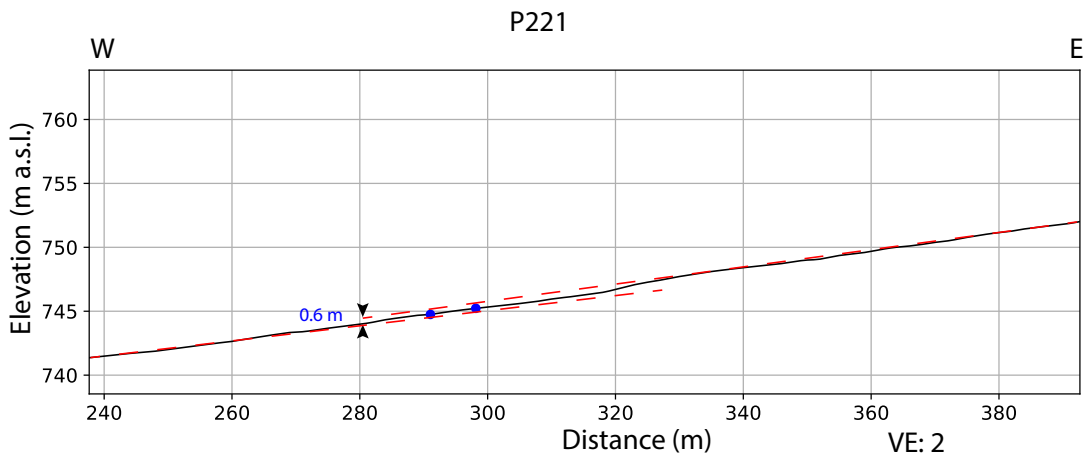
VE: 2

P221: North of Clarillo river



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

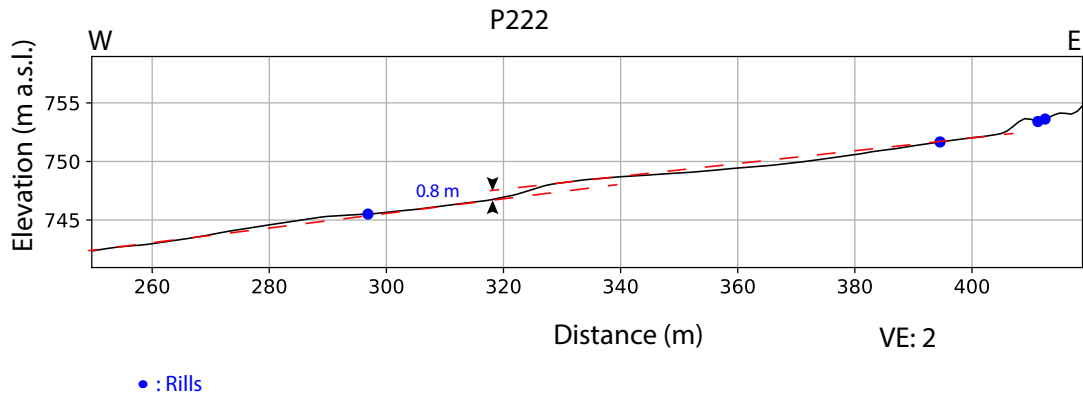
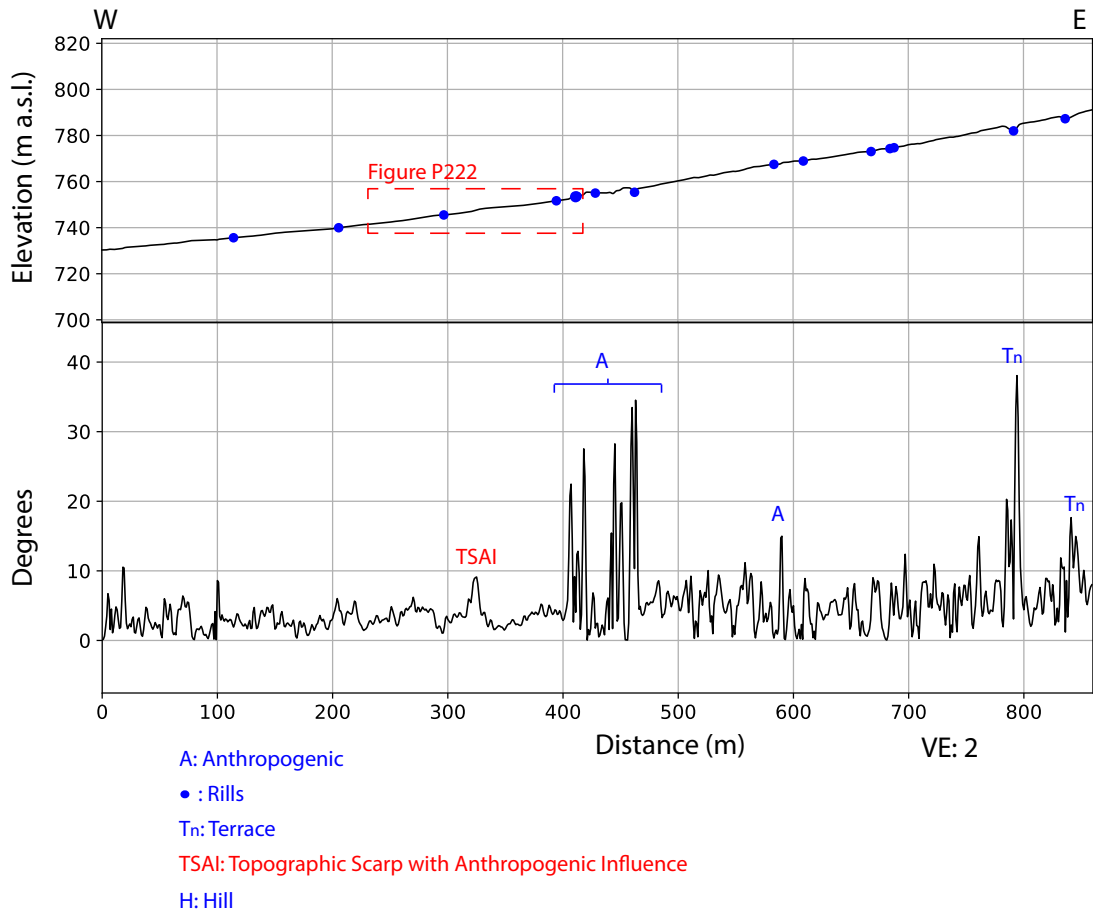
VE: 2

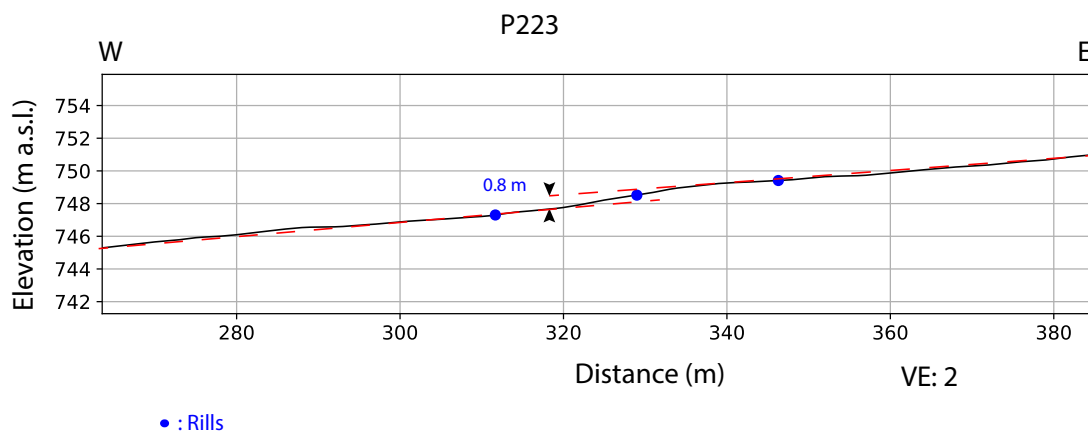
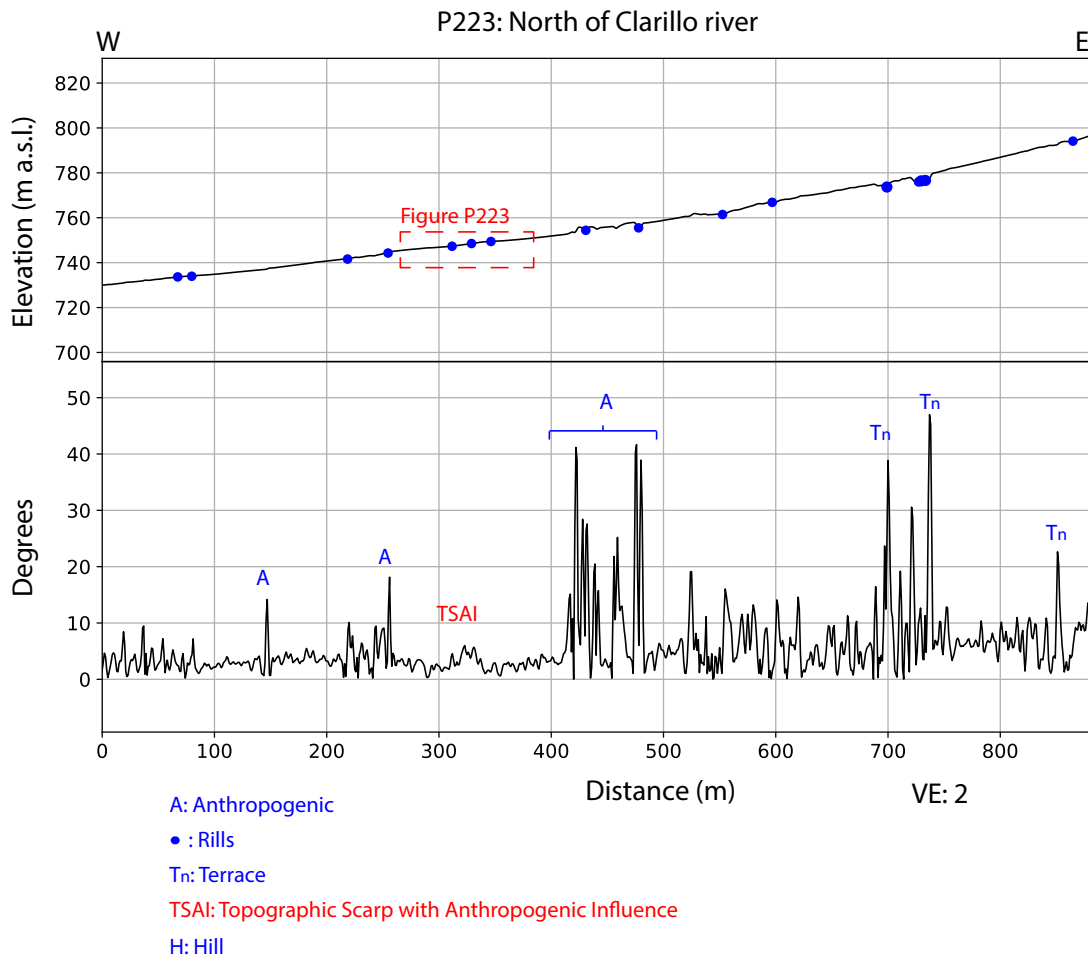


- : Rills

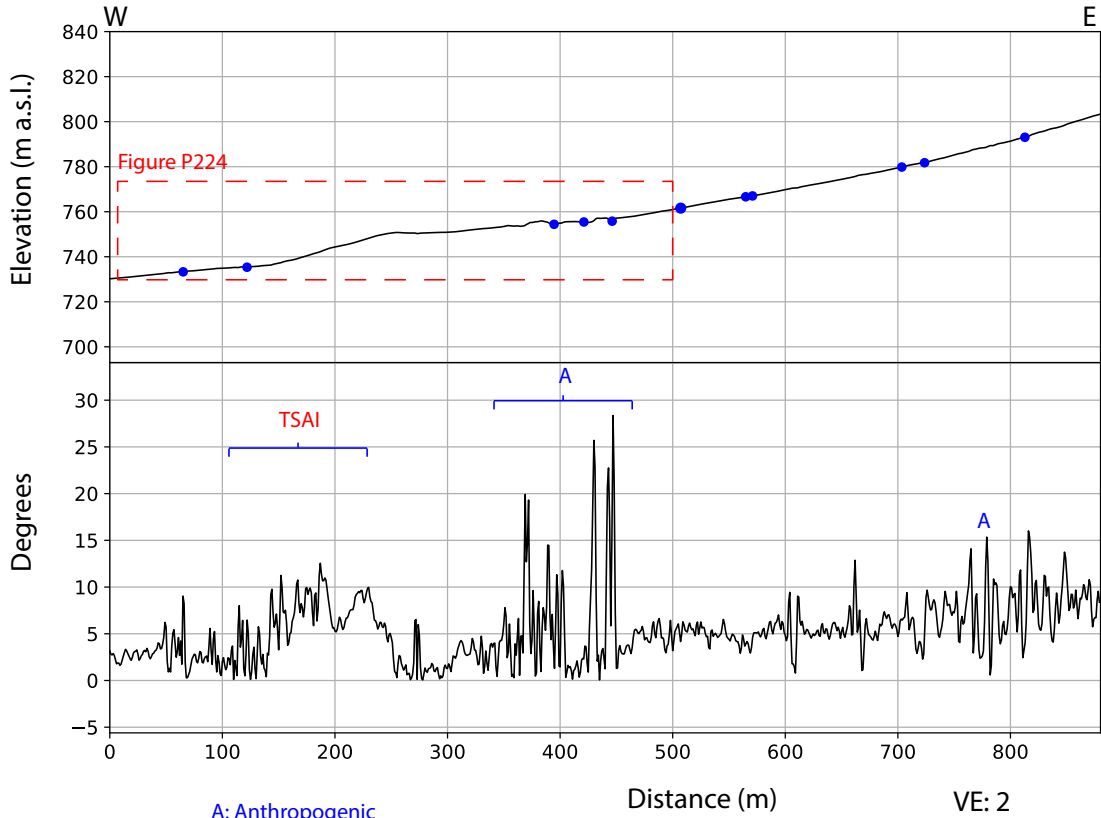
VE: 2

P222: North of Clarillo river

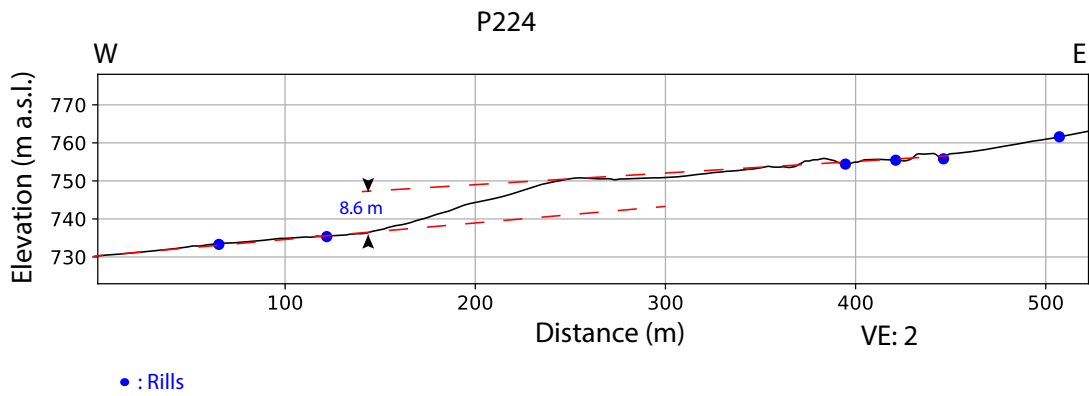




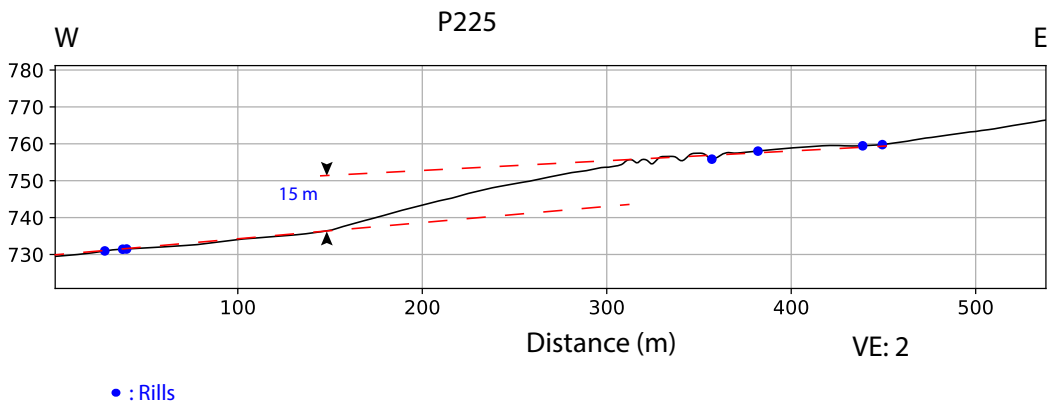
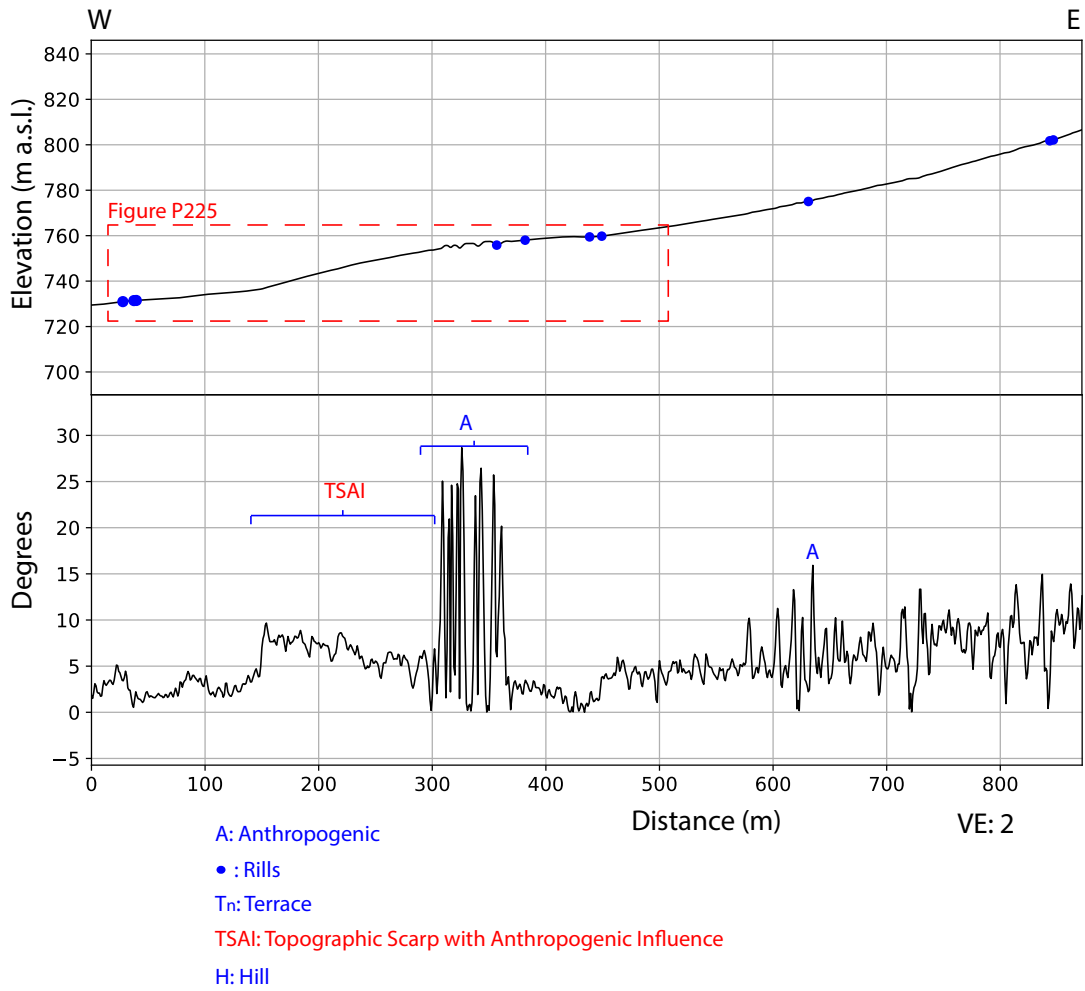
P224: North of Clarillo river

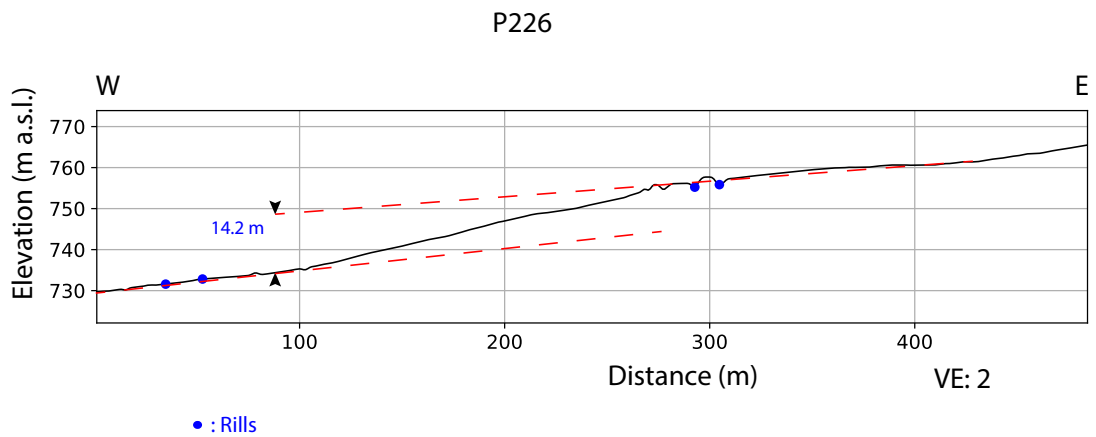
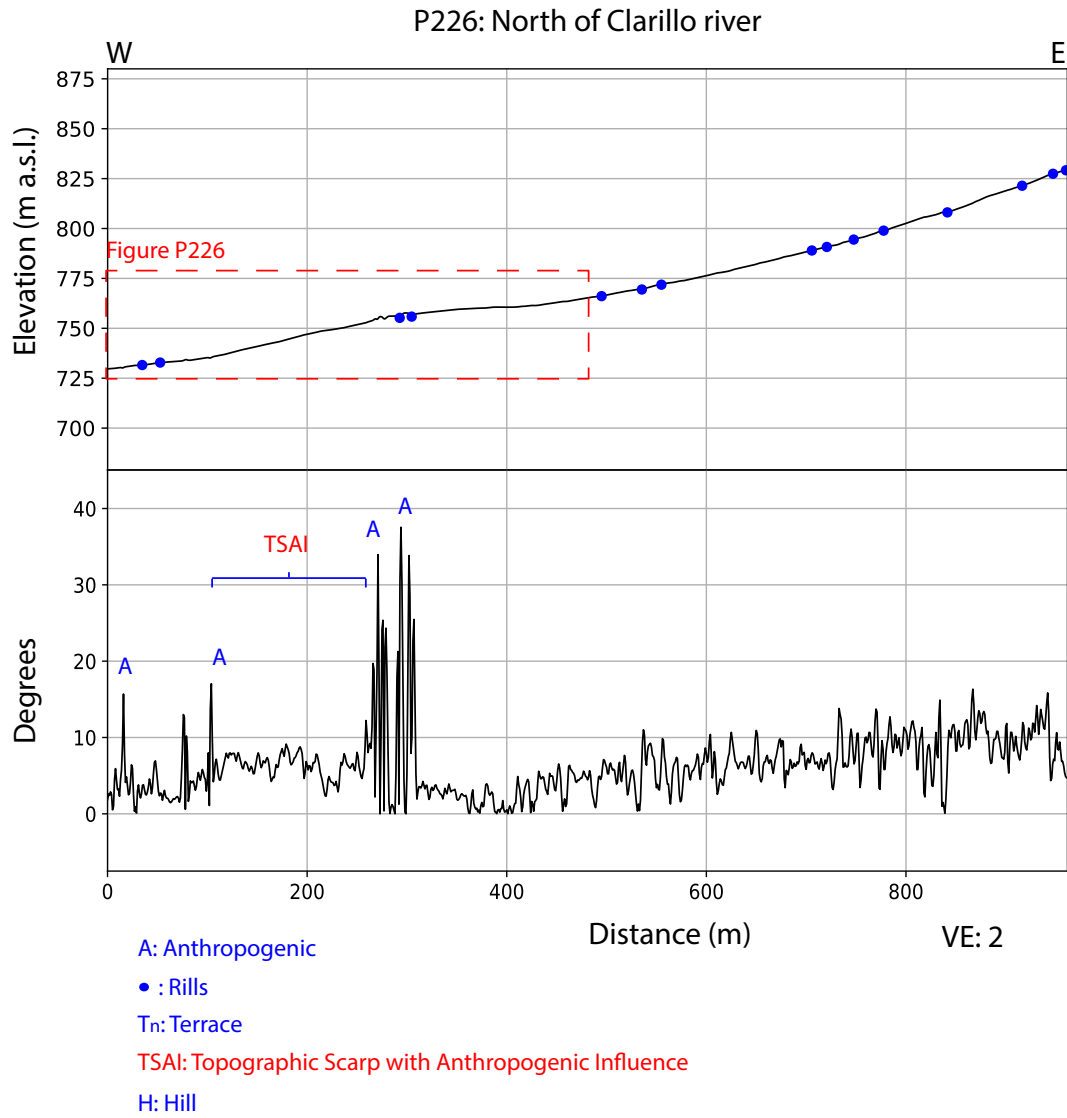


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

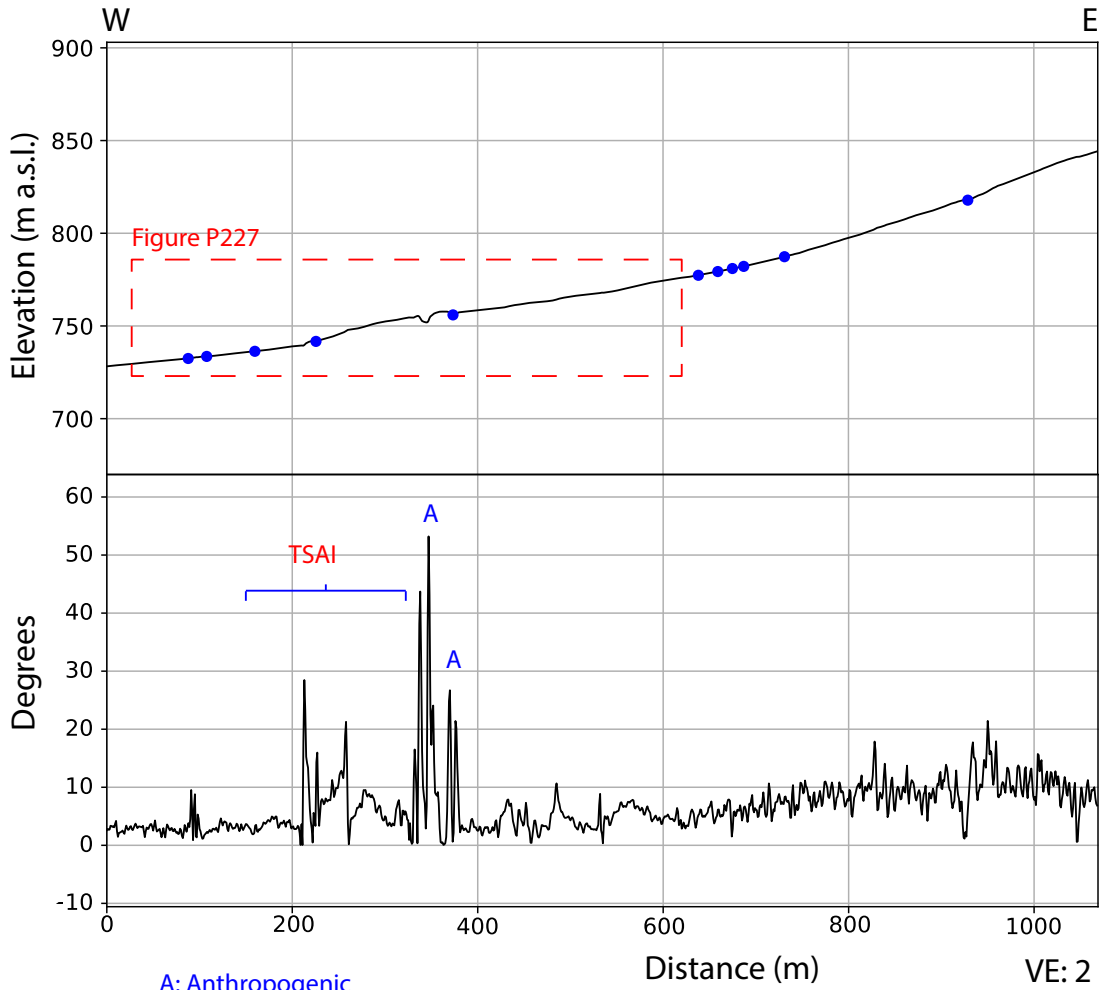


P225: North of Clarillo river





P227: North of Clarillo river



A: Anthropogenic

• : Rills

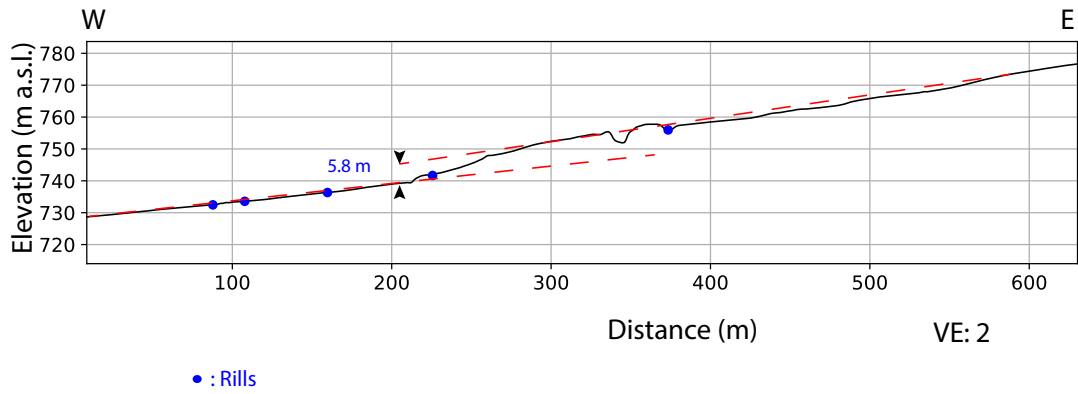
Tn: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

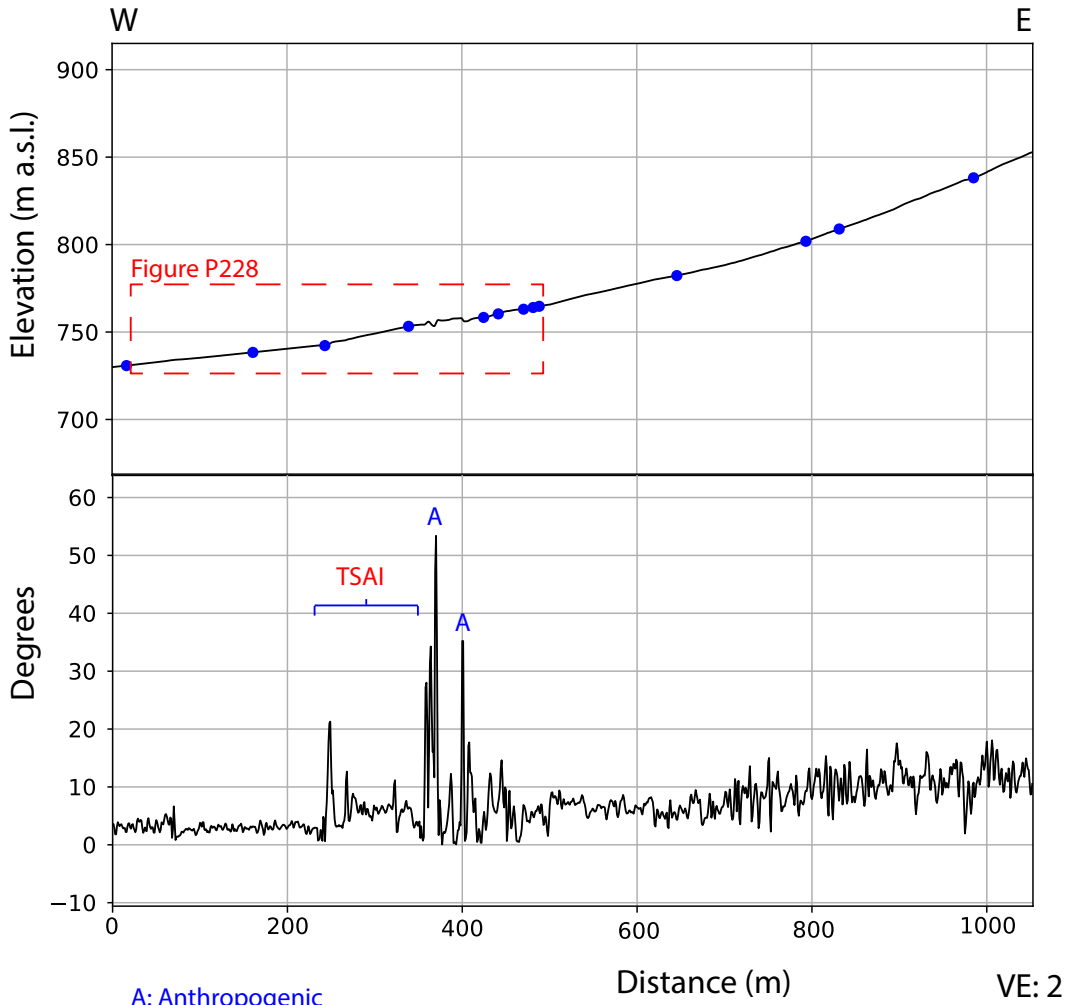
H: Hill

VE: 2

P227



P228: North of Clarillo river



A: Anthropogenic

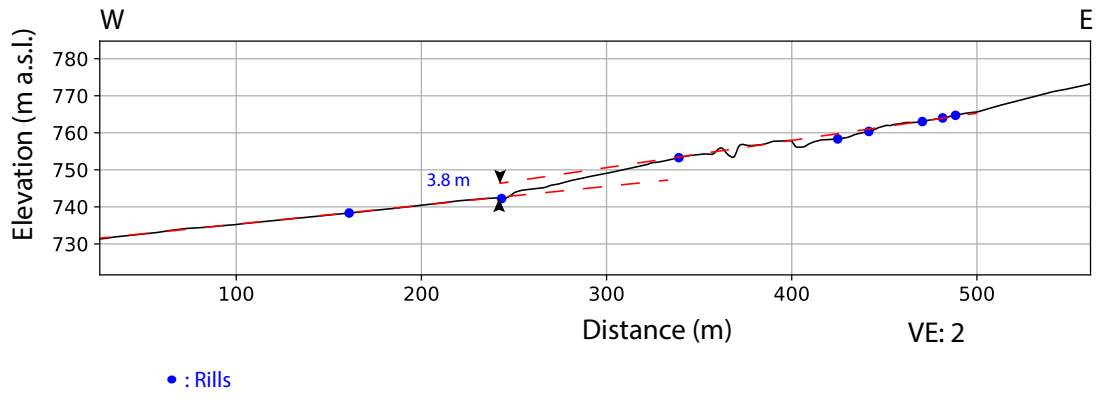
• : Rills

Tn: Terrace

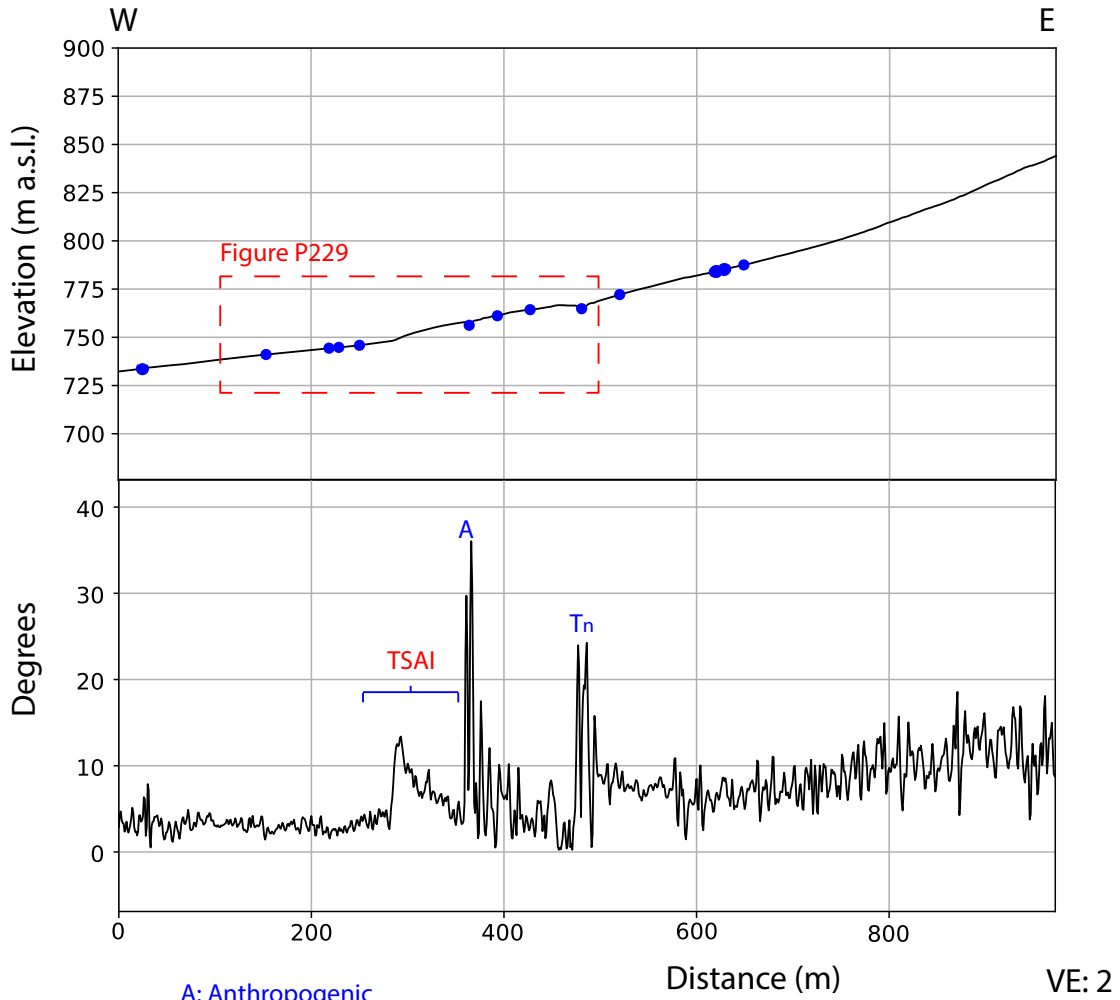
TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

P228



P229: North of Clarillo river



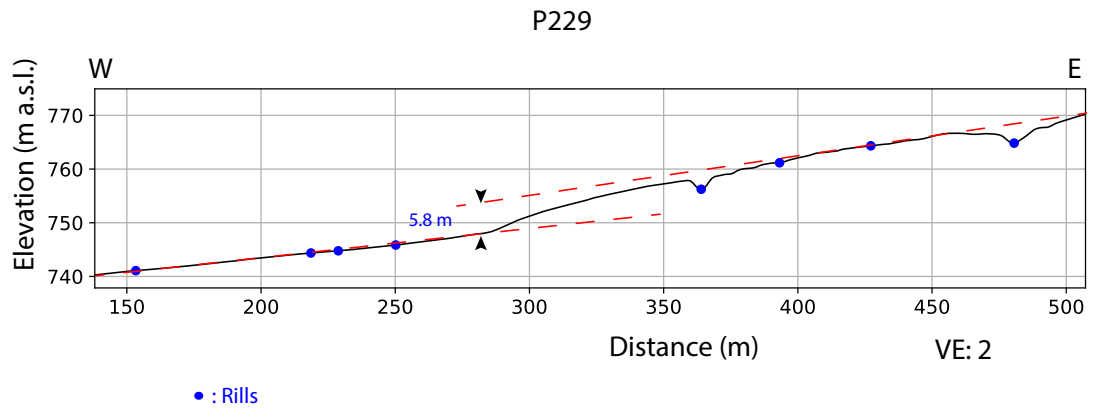
A: Anthropogenic

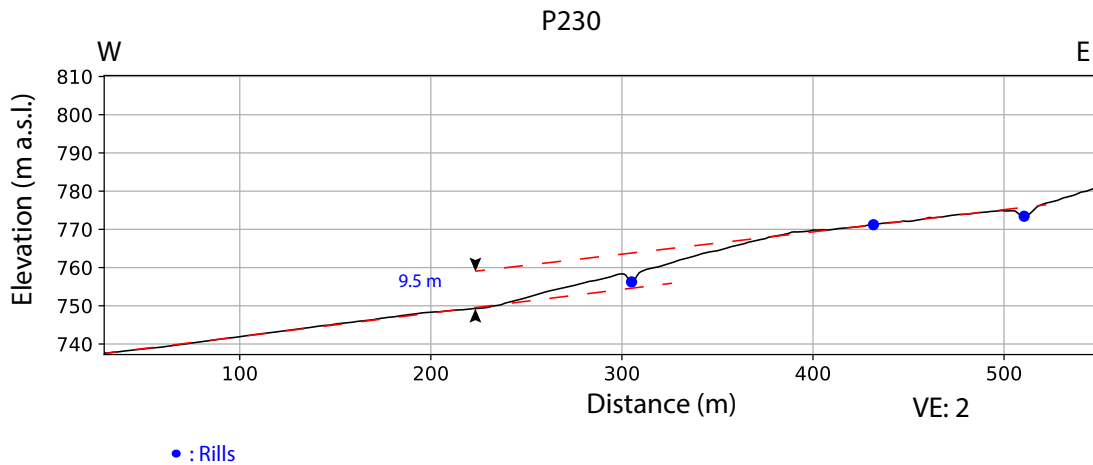
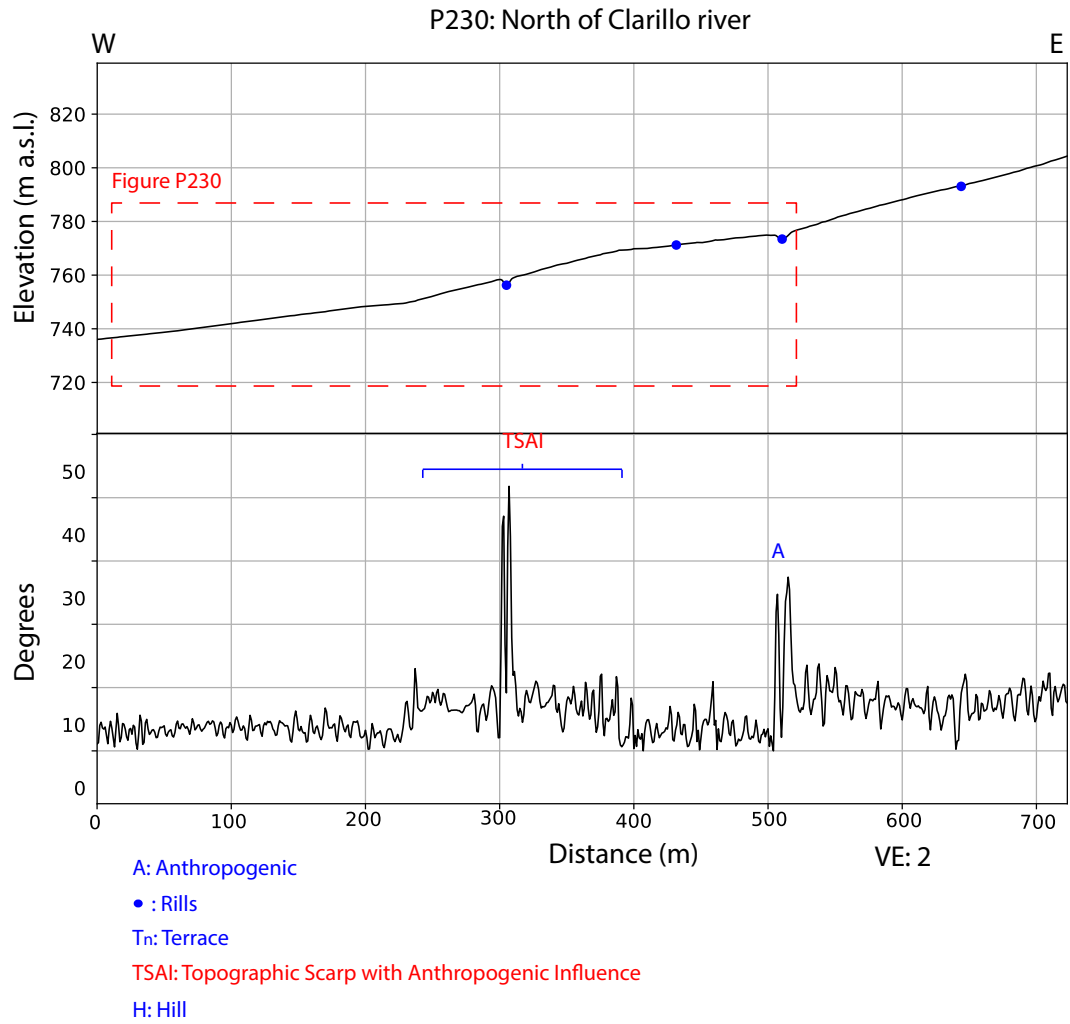
• : Rills

Tn: Terrace

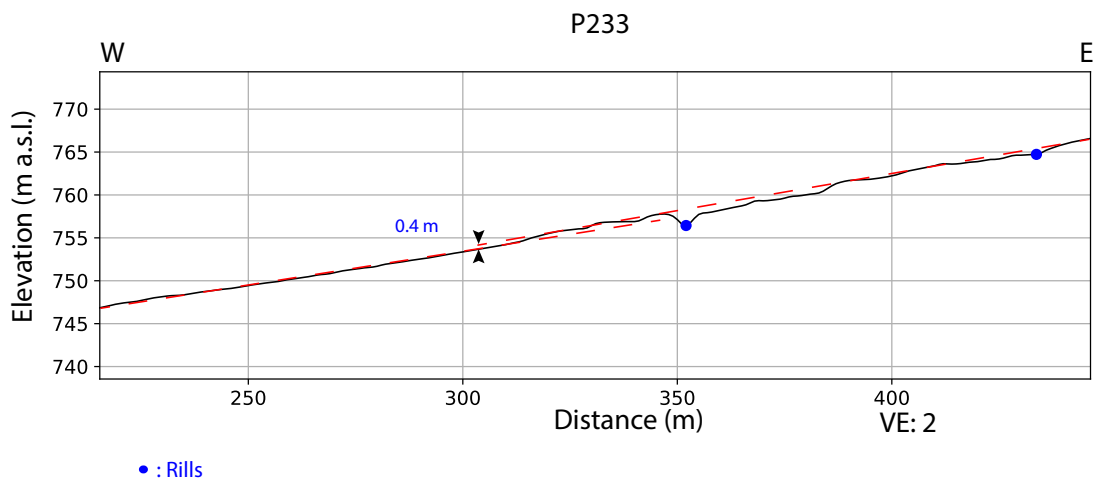
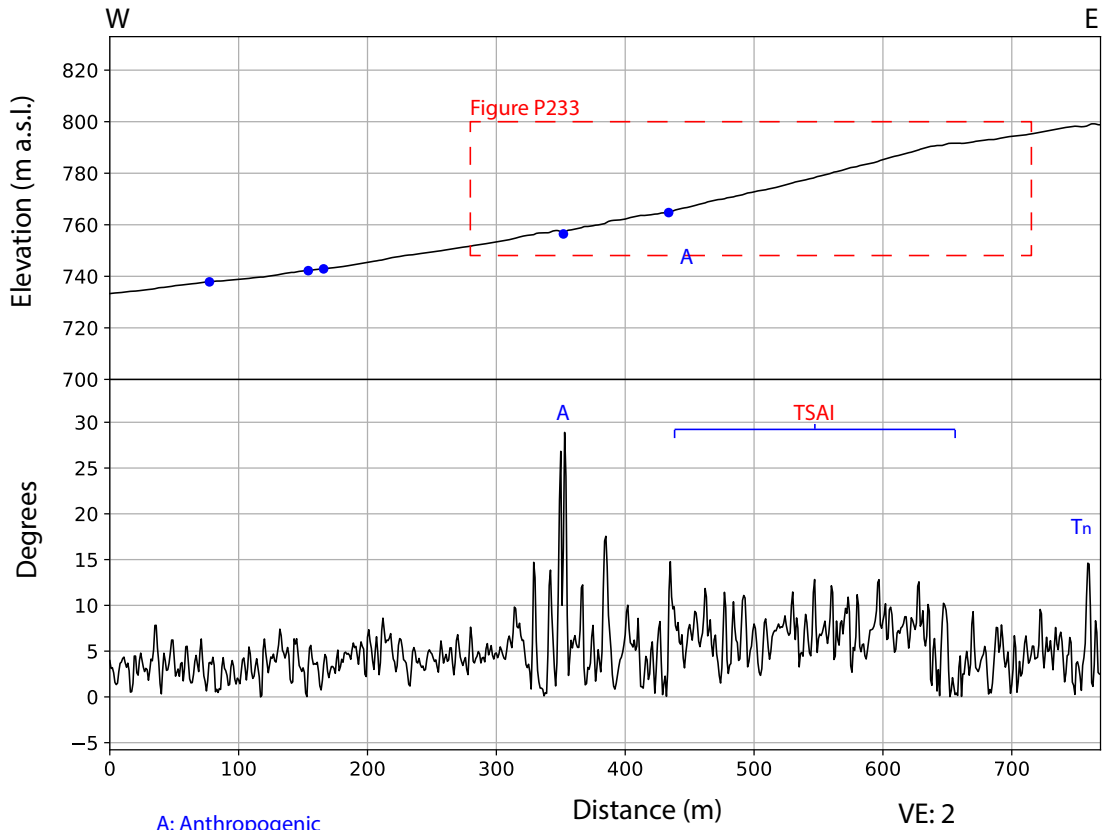
TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

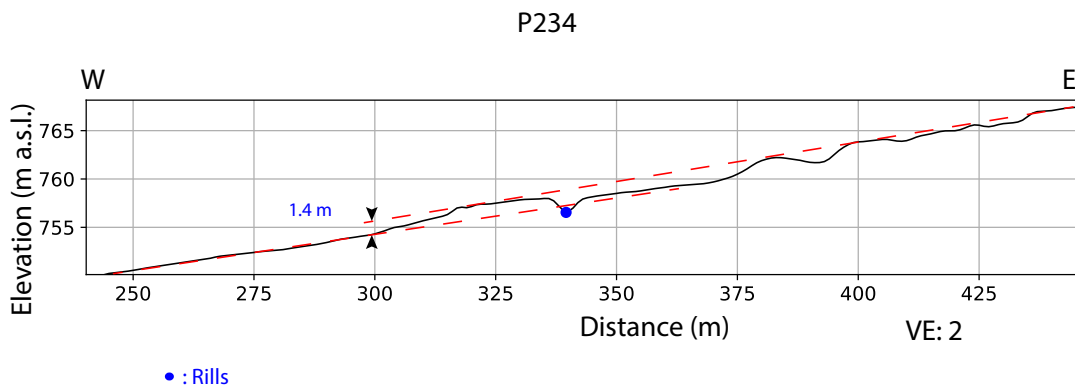
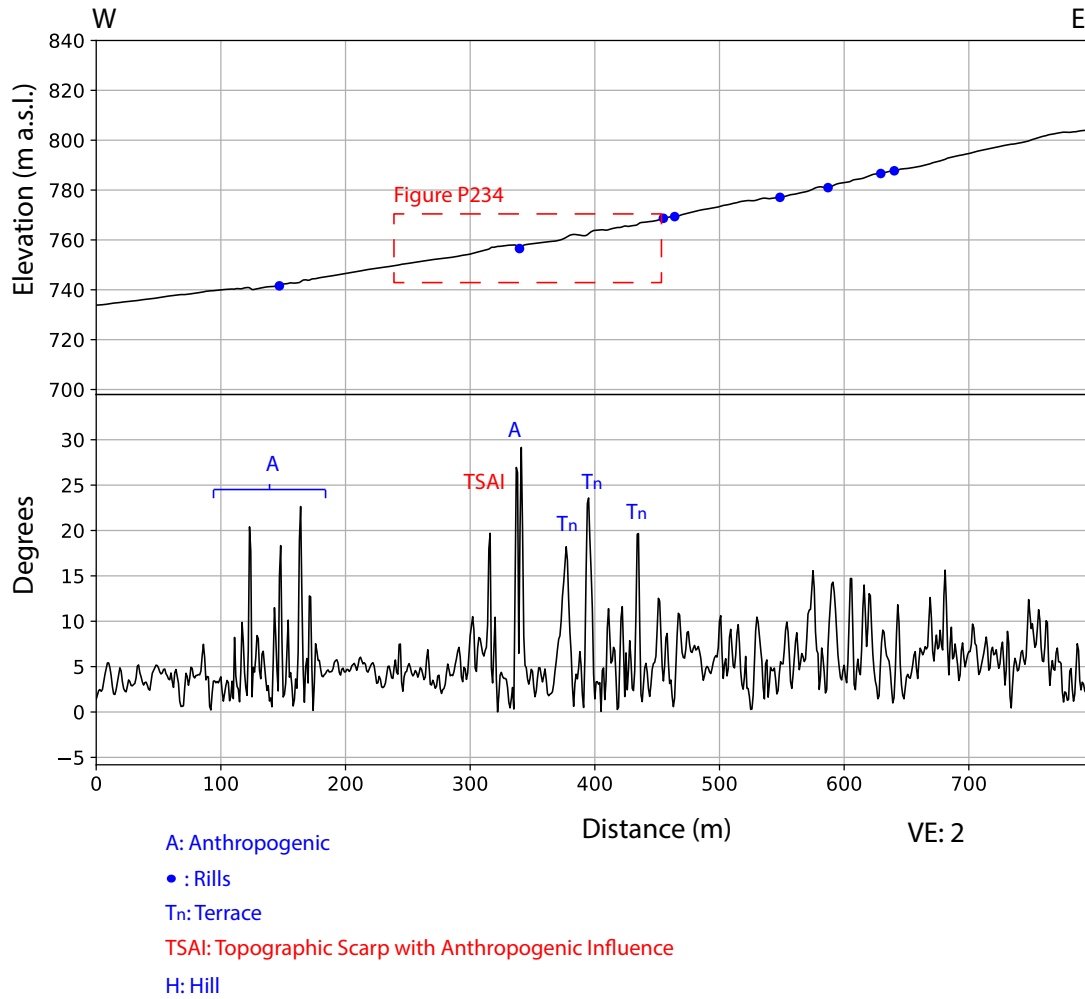




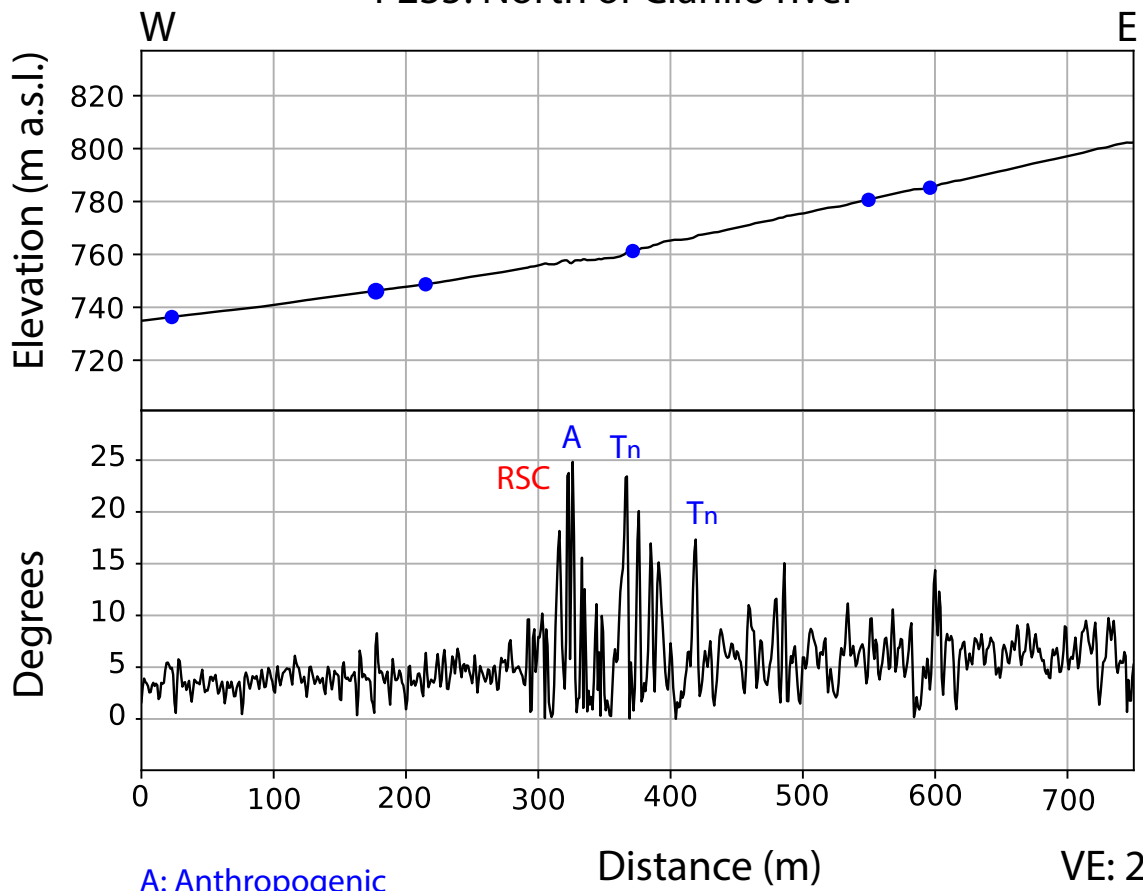
P233: North of Clarillo river



P234: North of Clarillo river

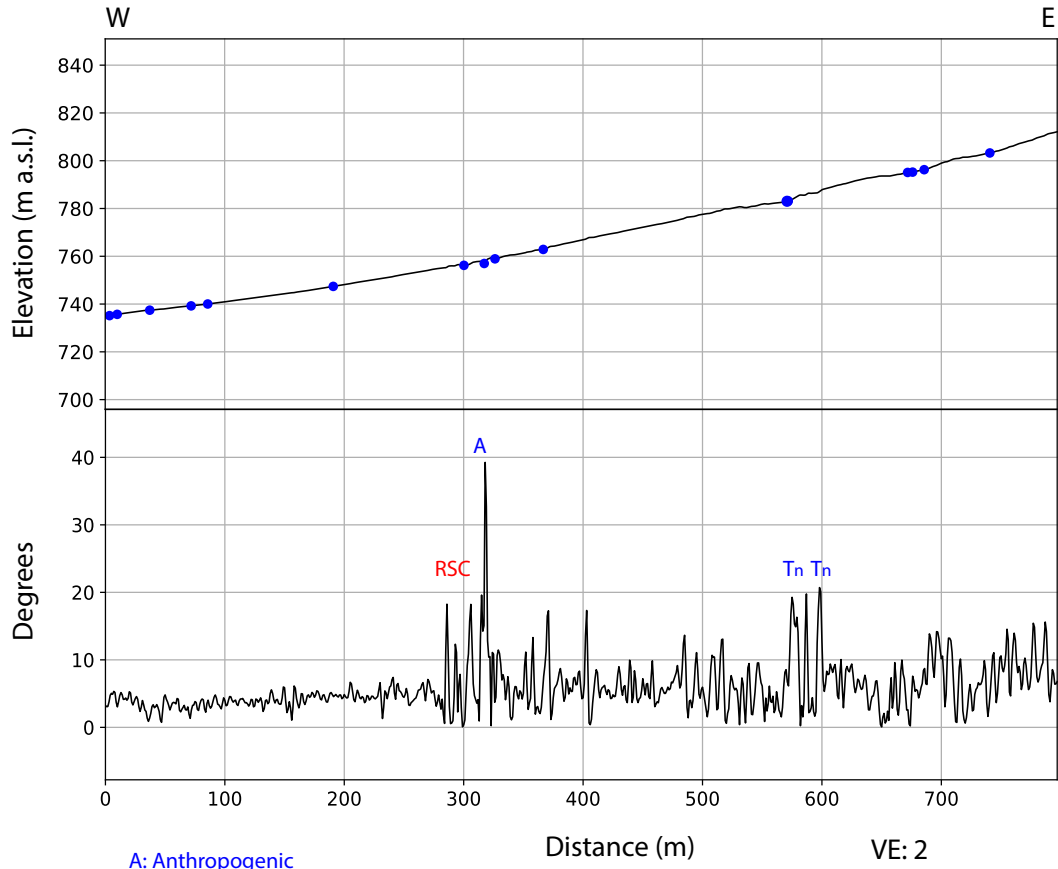


P235: North of Clarillo river



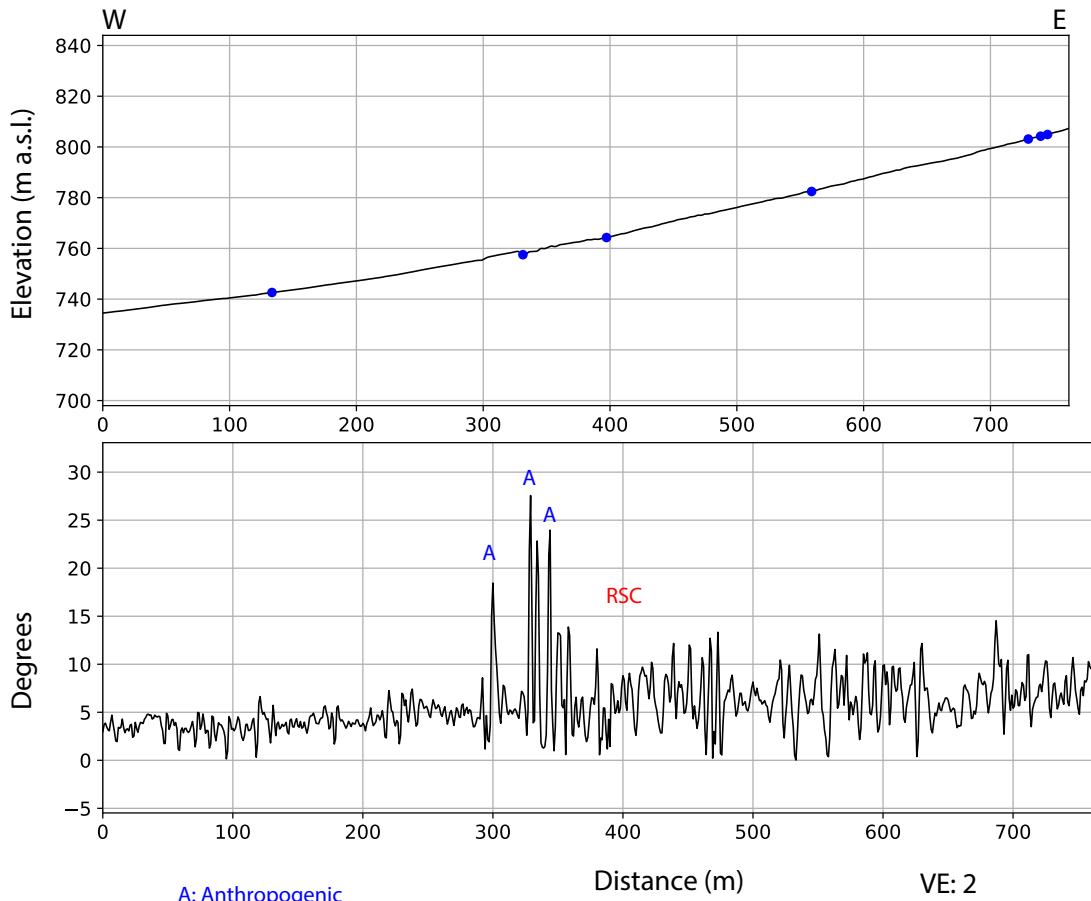
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P236: North of Clarillo river



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

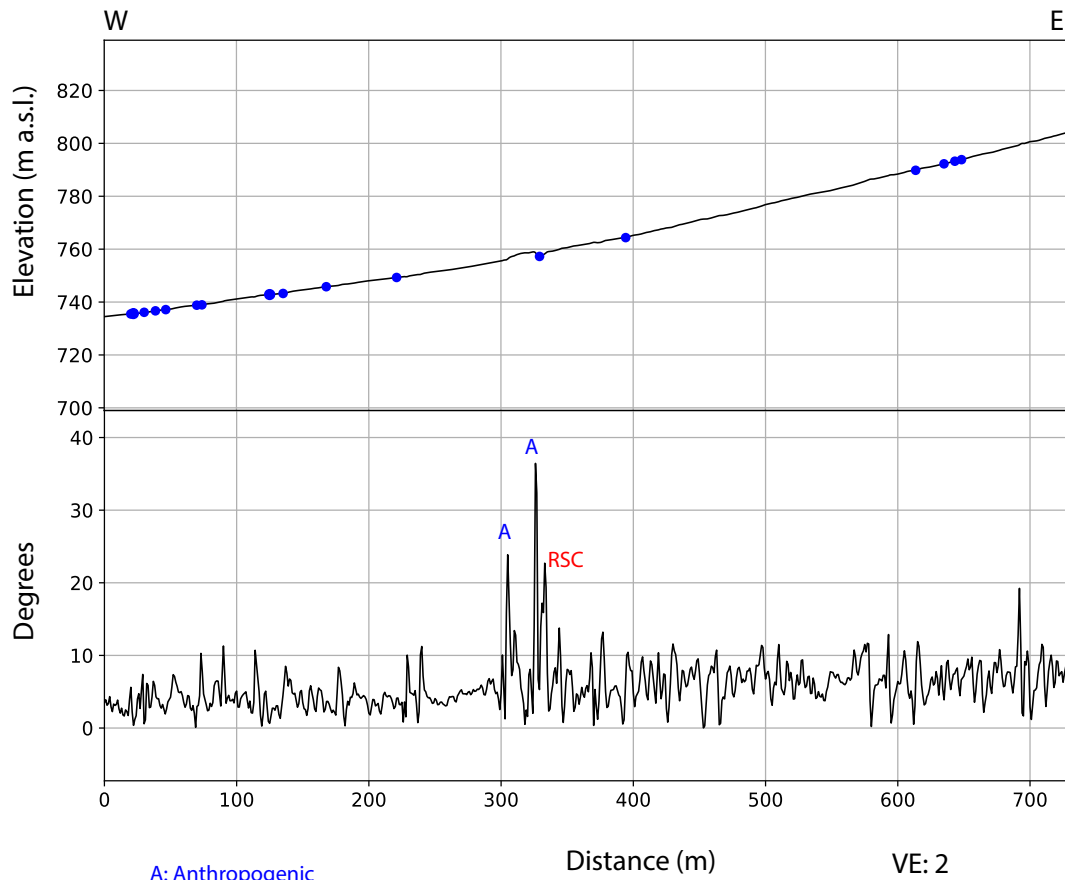
P237: North of Clarillo river



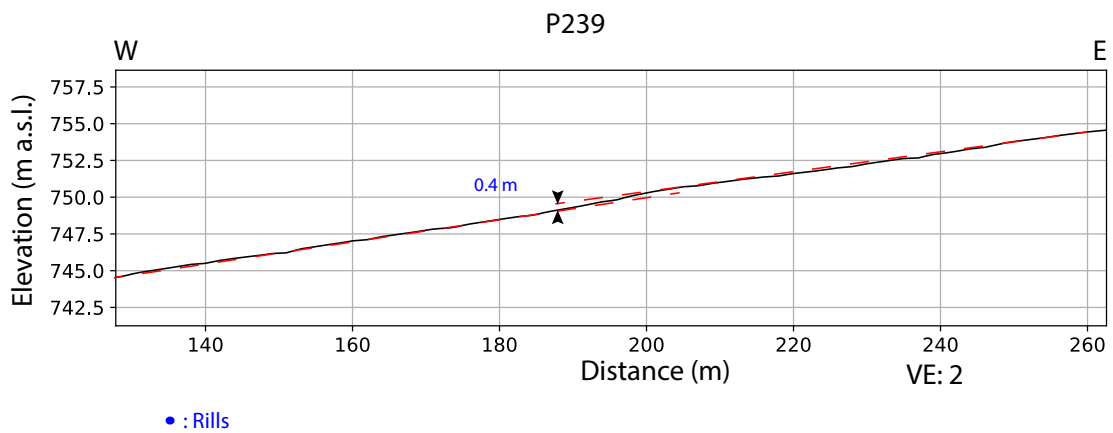
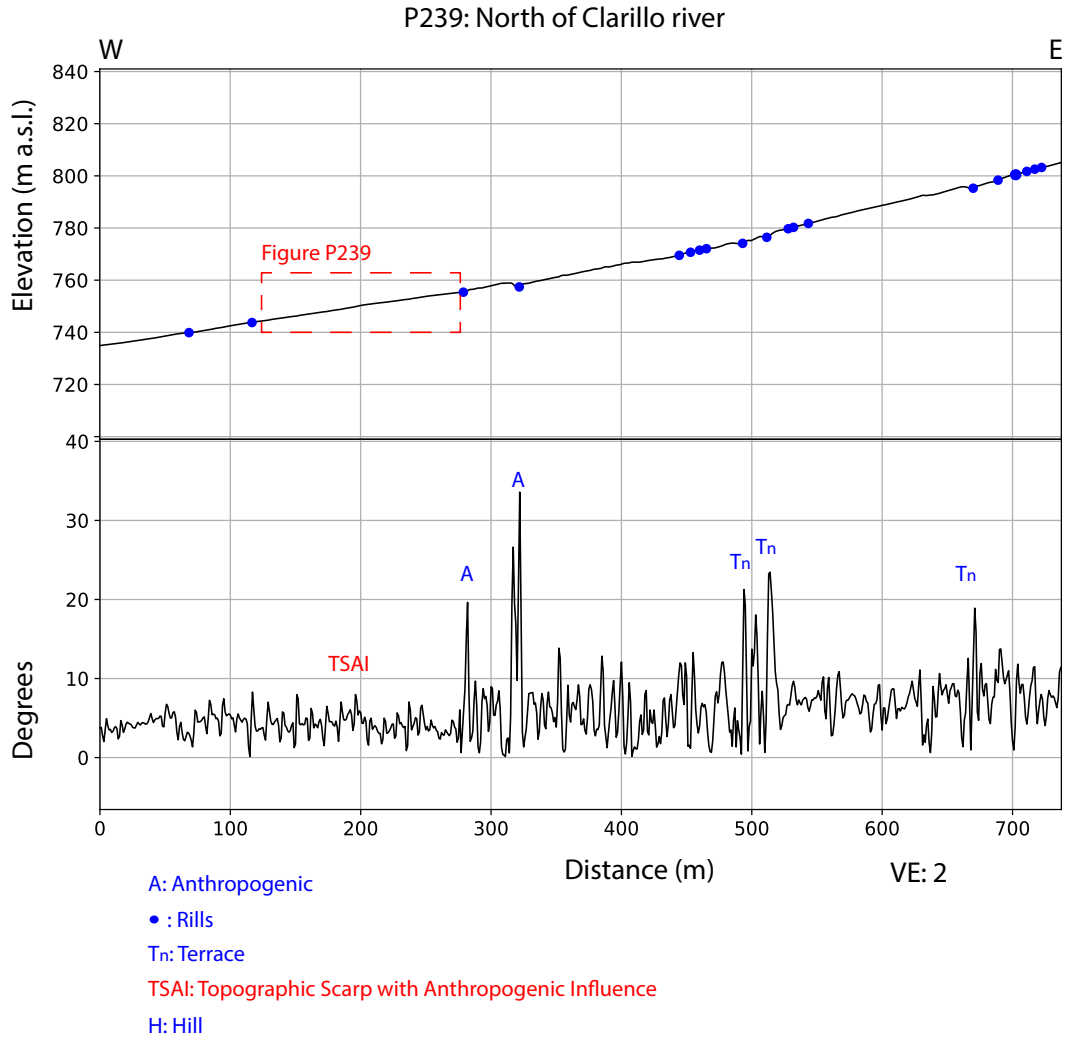
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

VE: 2

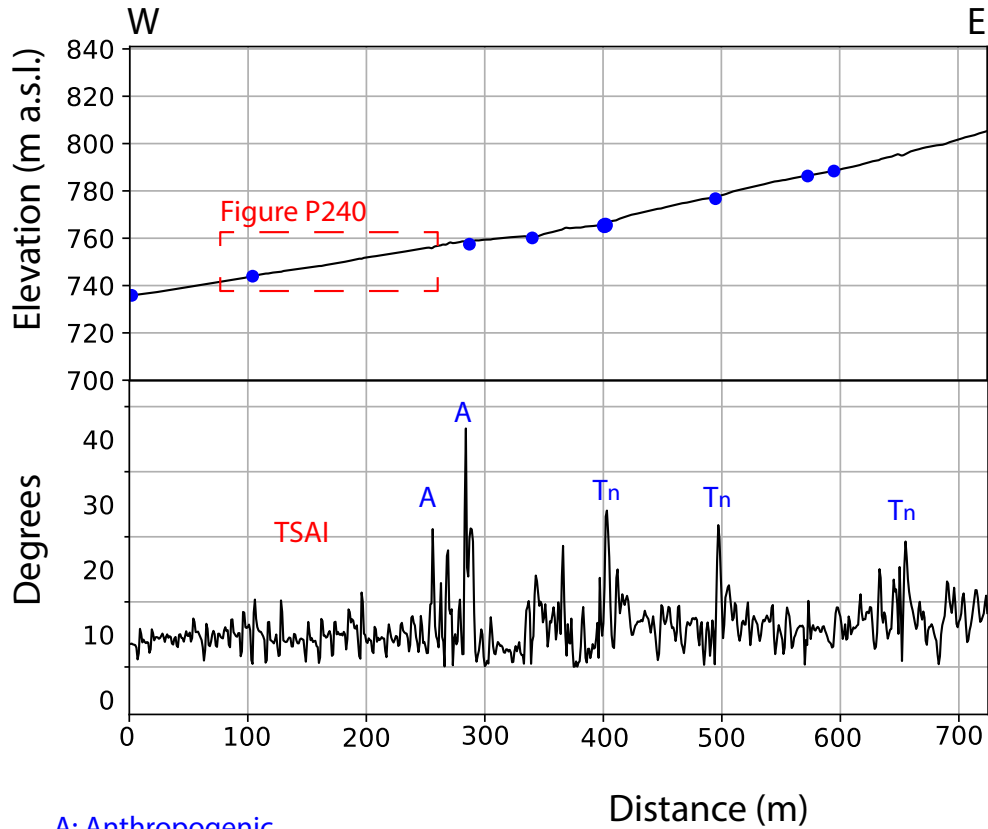
P238: North of Clarillo river



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill



P240: North of Clarillo river



A: Anthropogenic

• : Rills

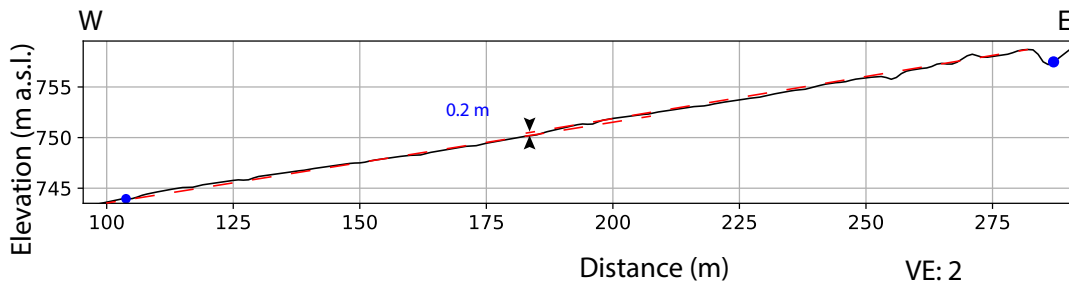
Tn: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

VE: 2

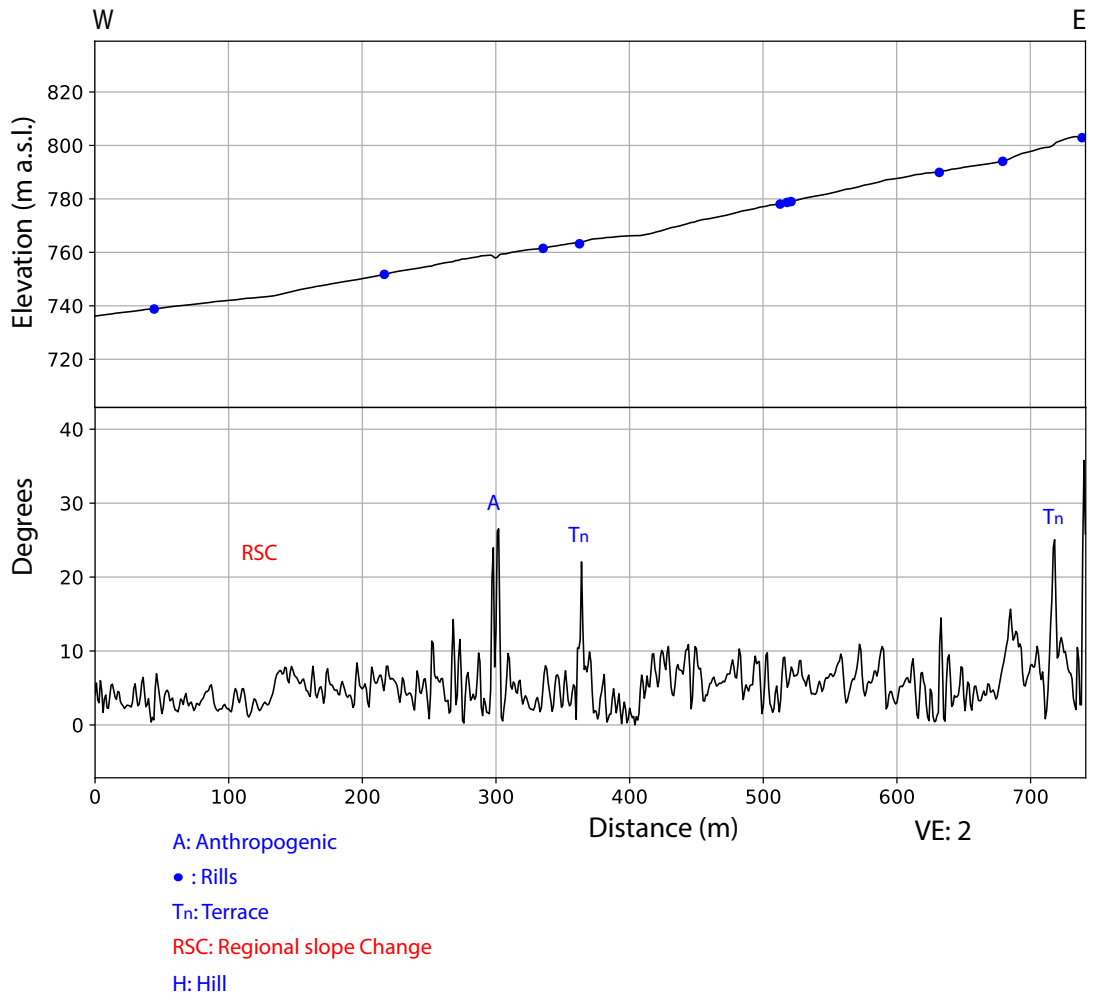
P240

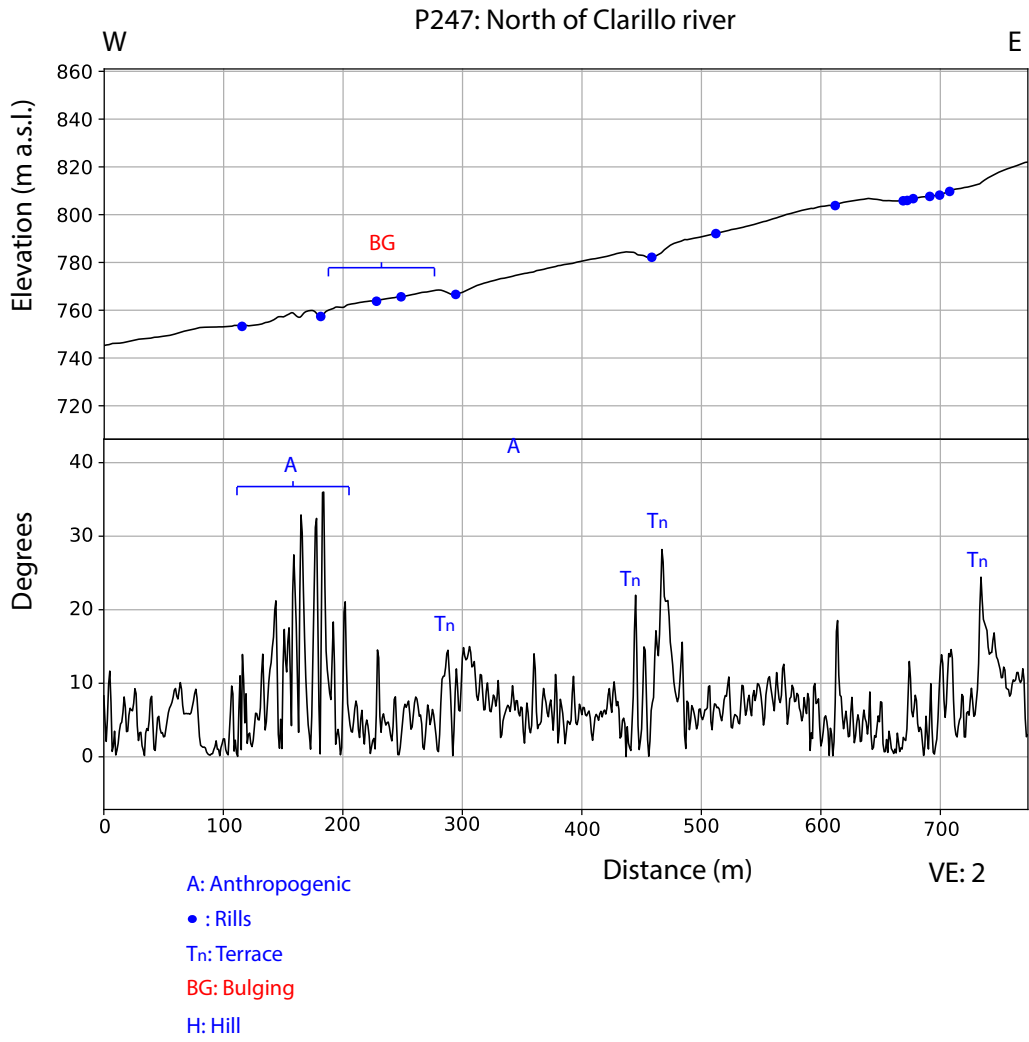


• : Rills

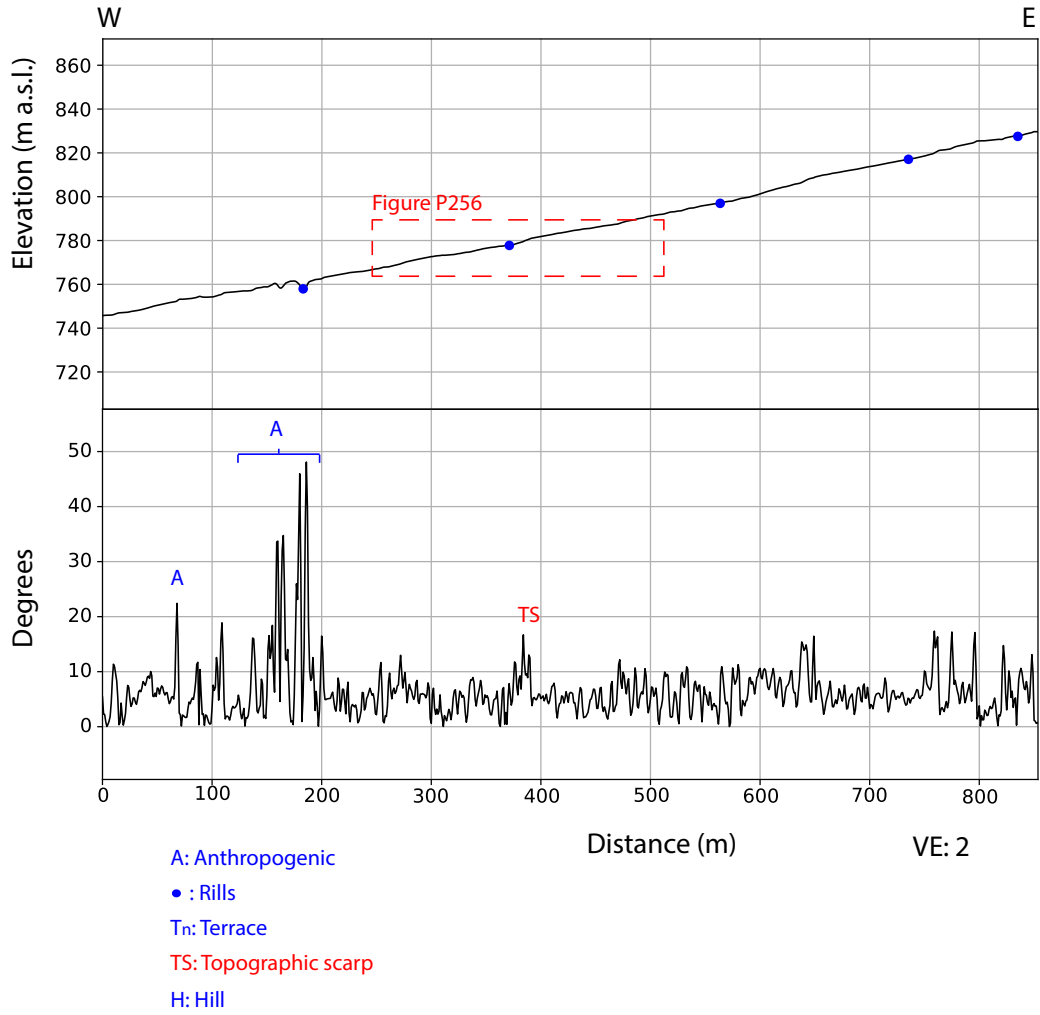
VE: 2

P241: North of Clarillo river

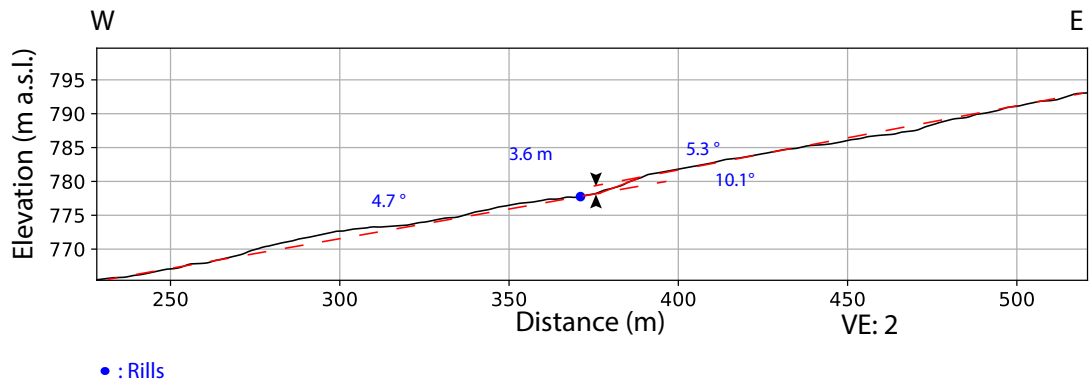




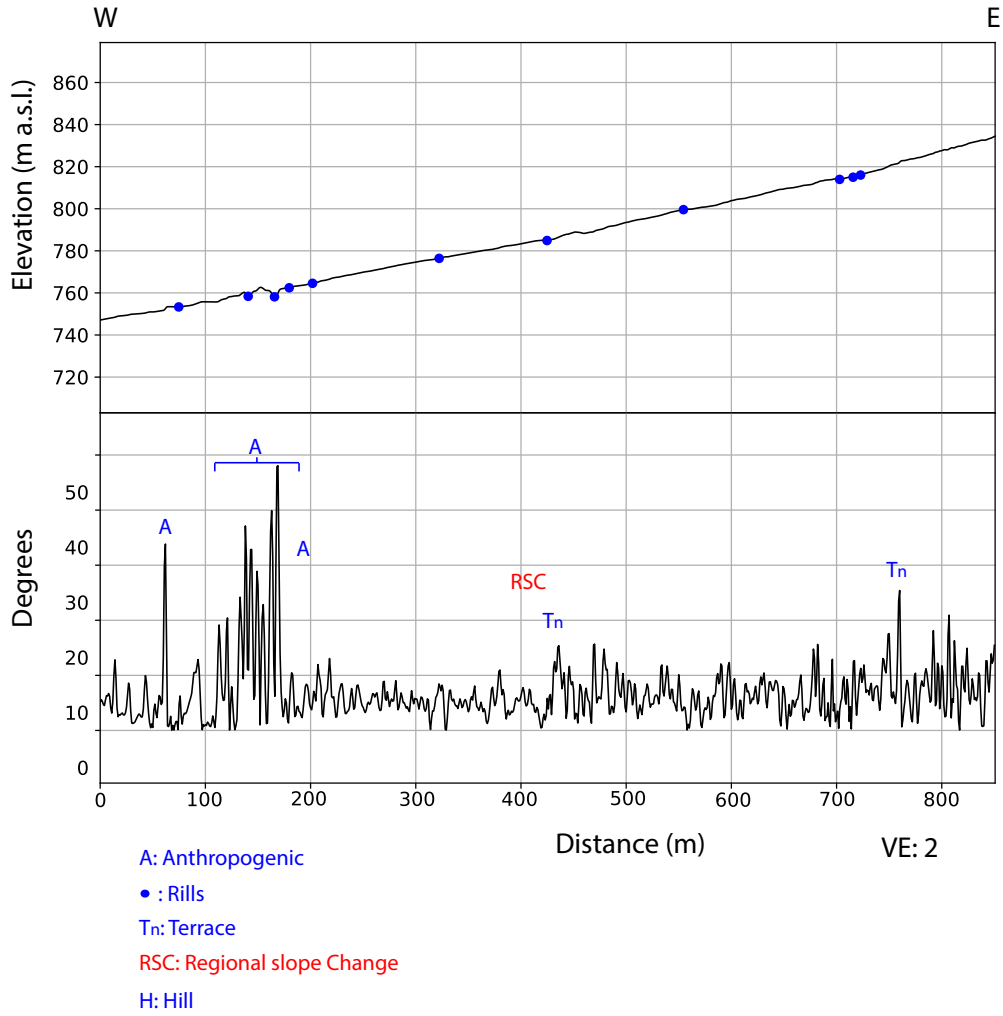
P256: North of Clarillo river



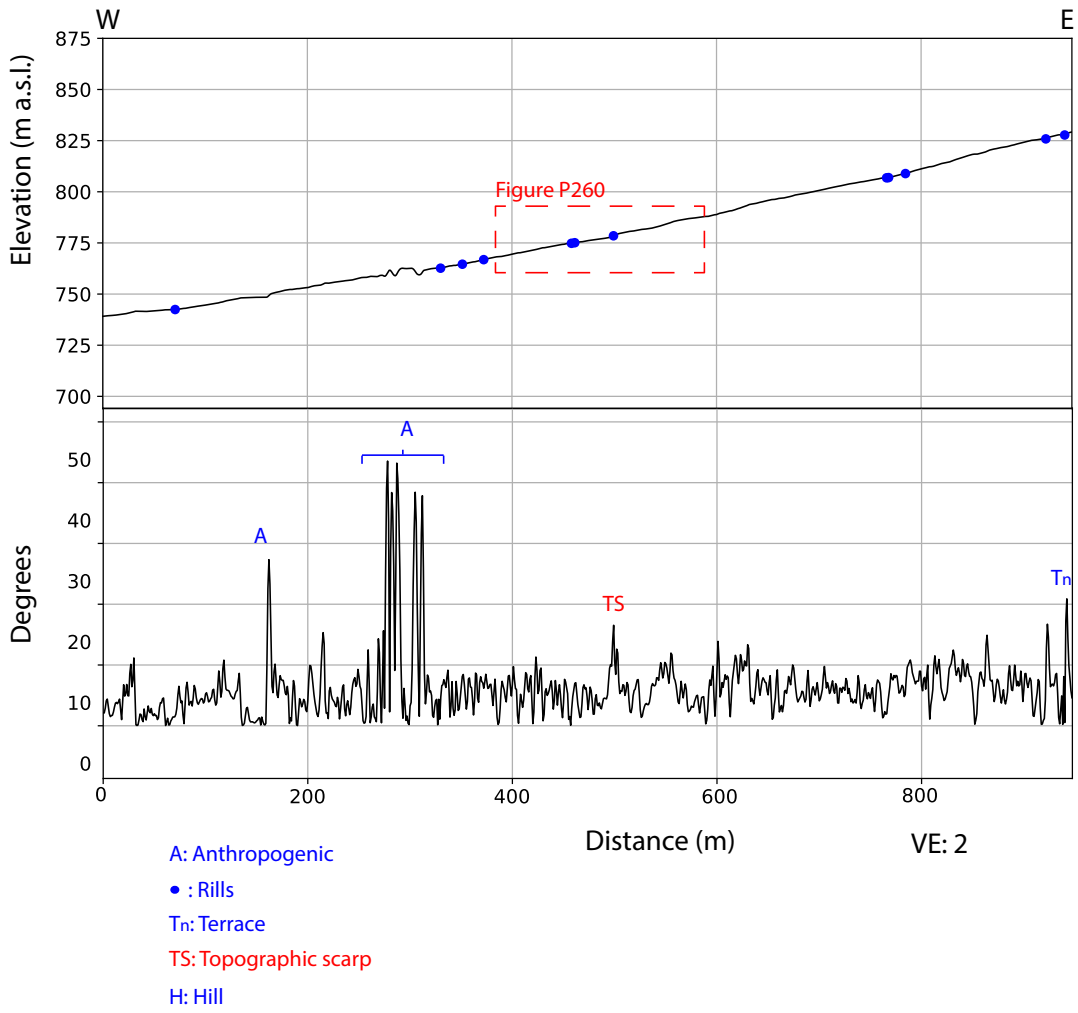
P256



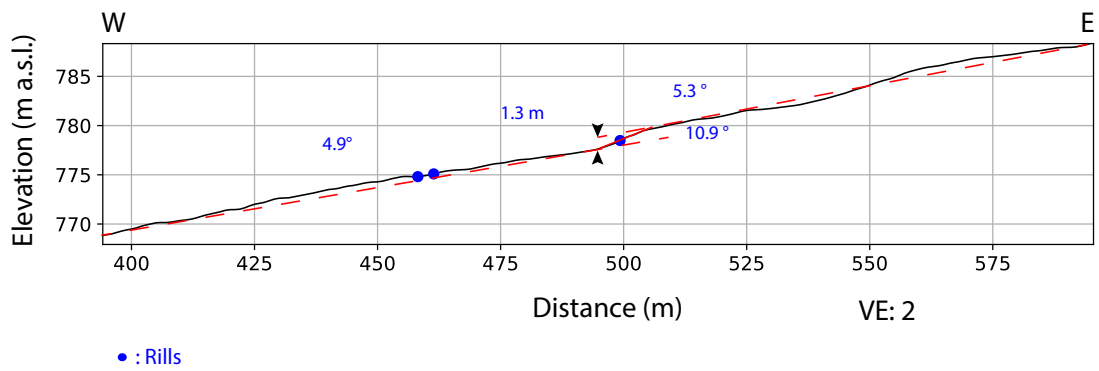
P257: North of Clarillo river



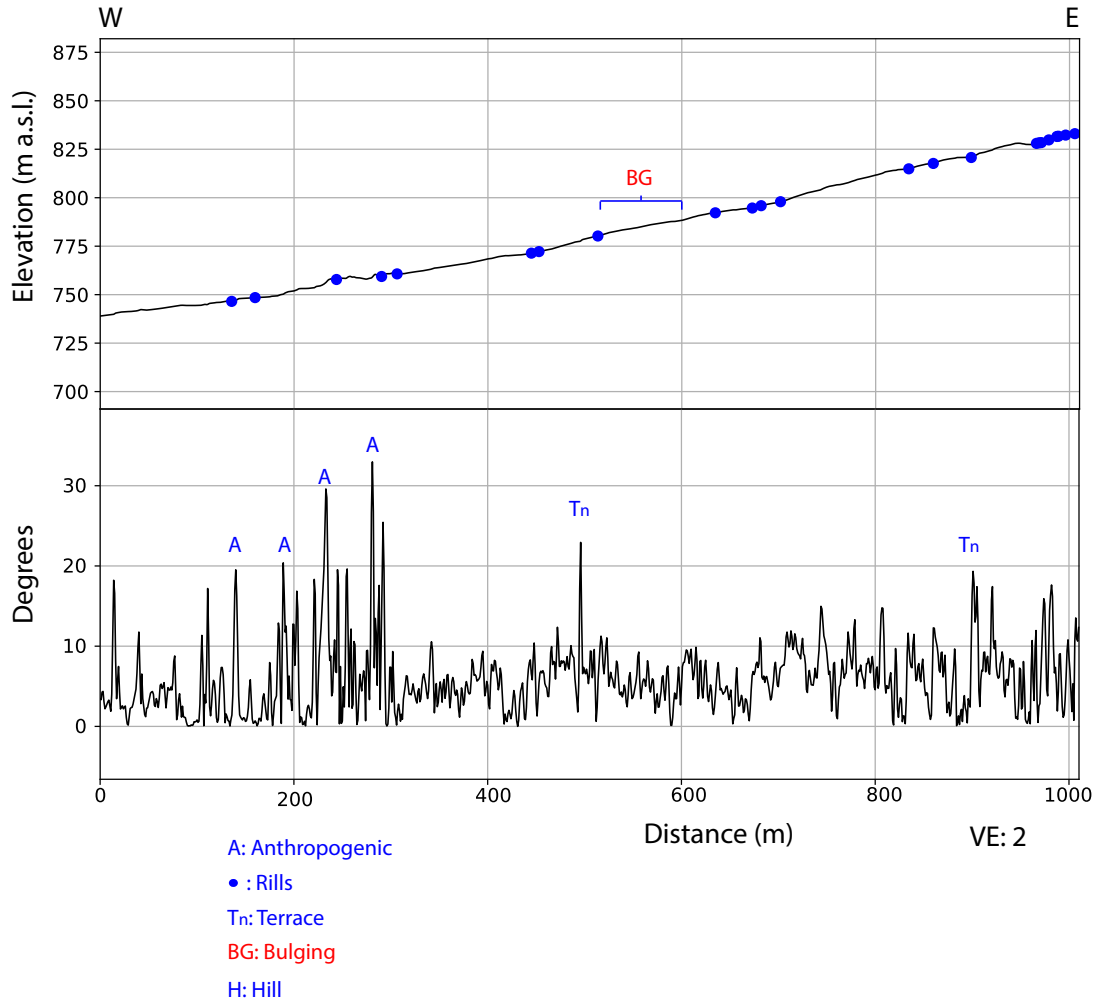
P260: North of Clarillo river

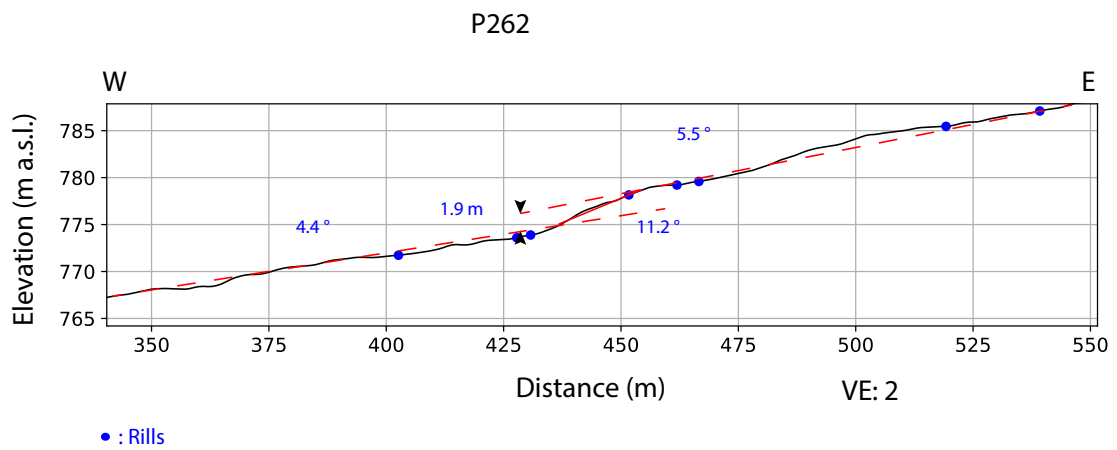
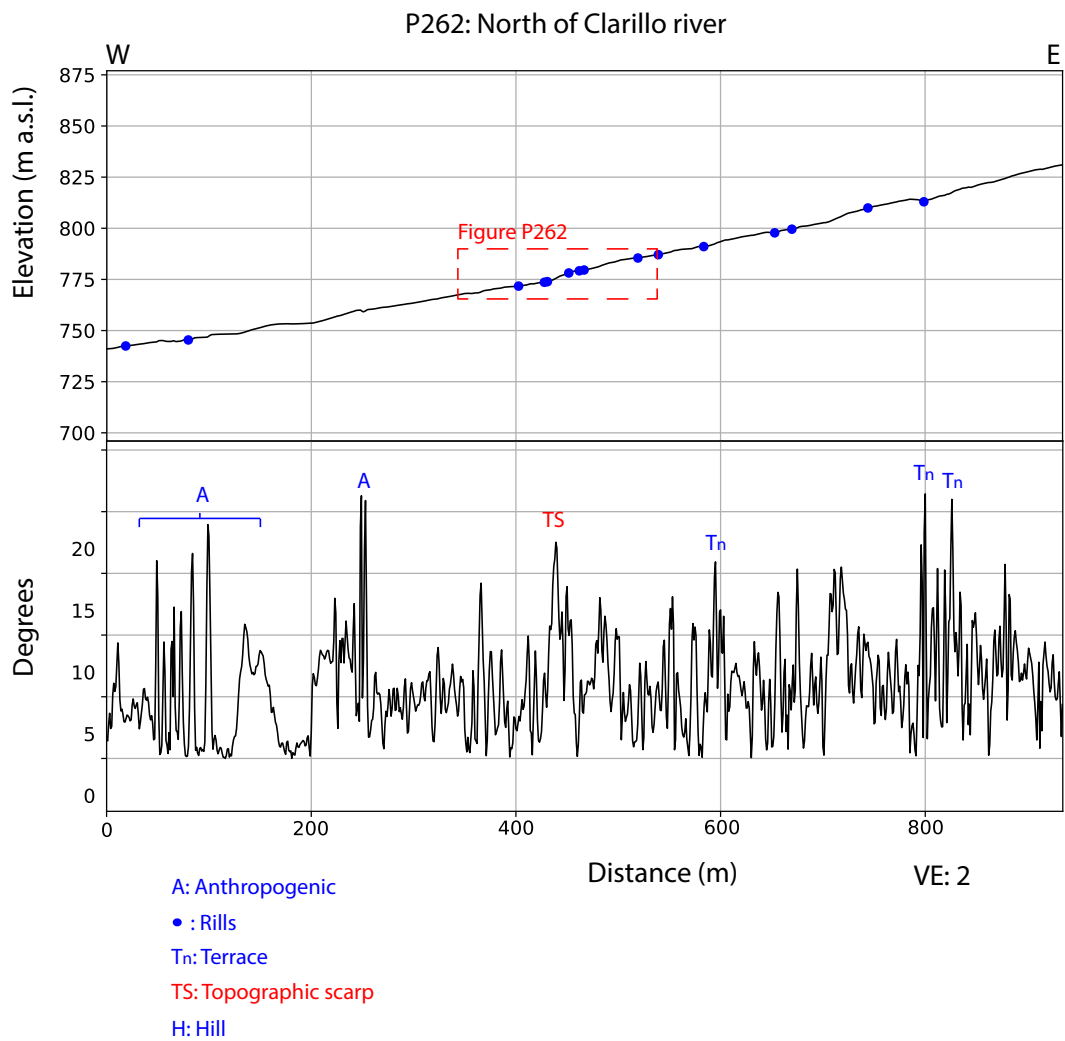


P260

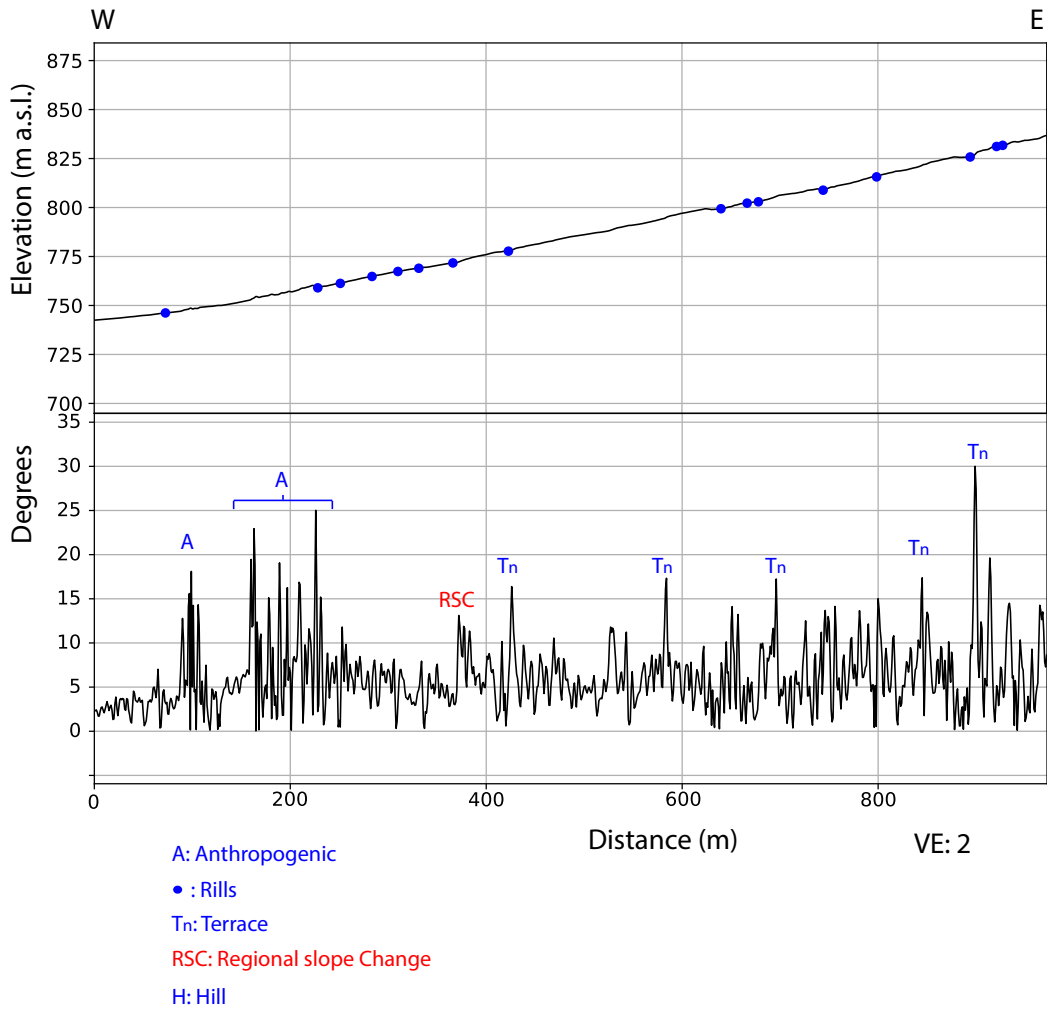


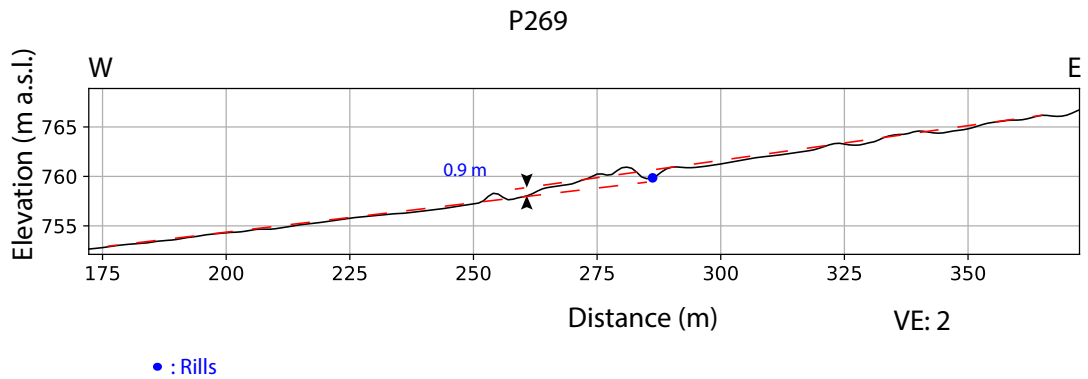
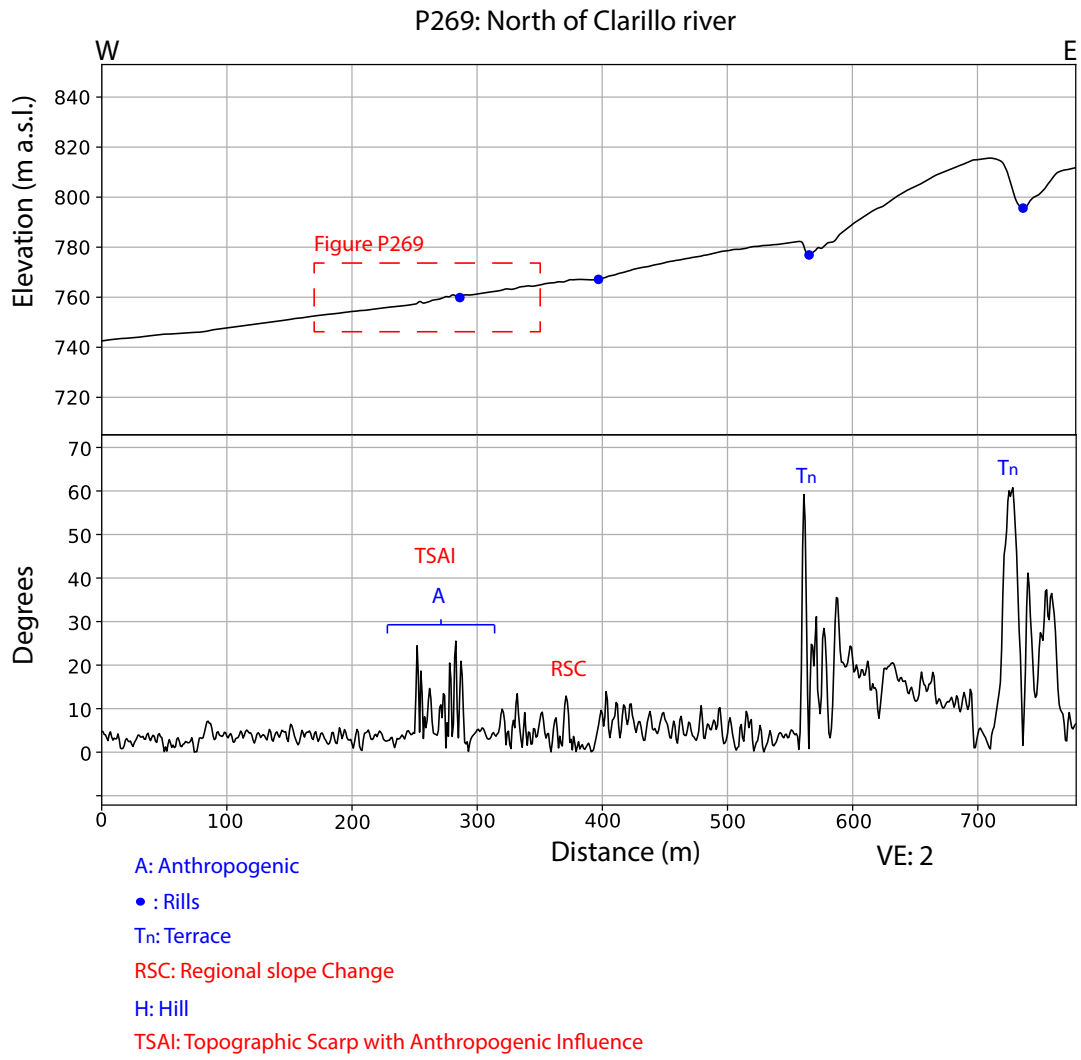
P261: North of Clarillo river

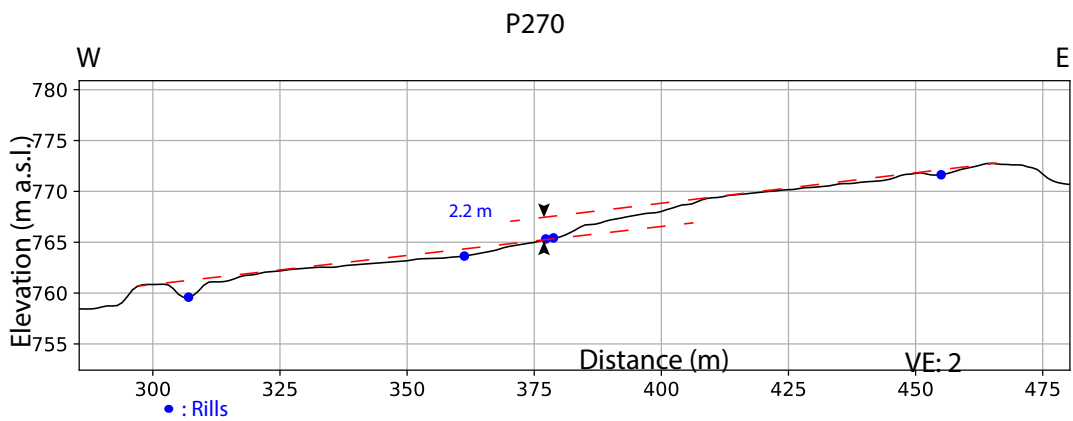
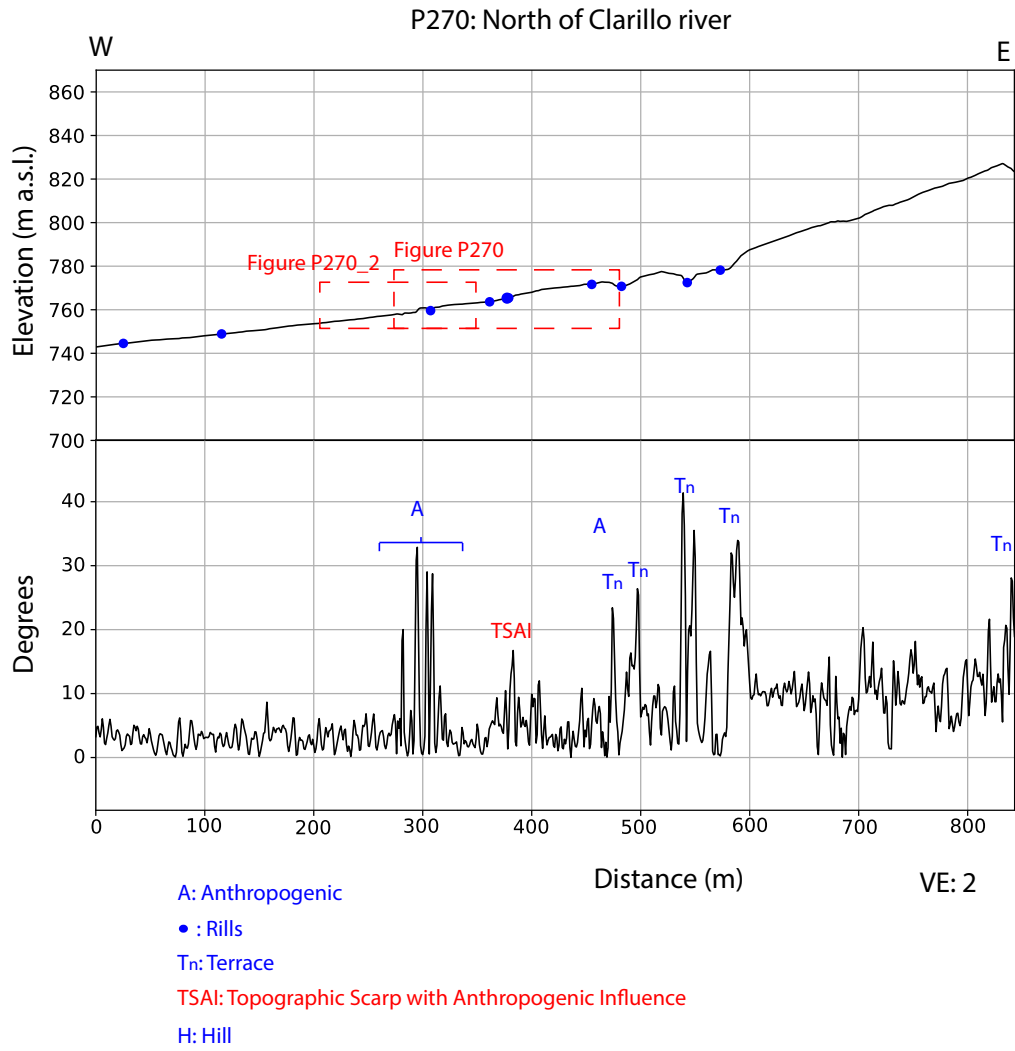




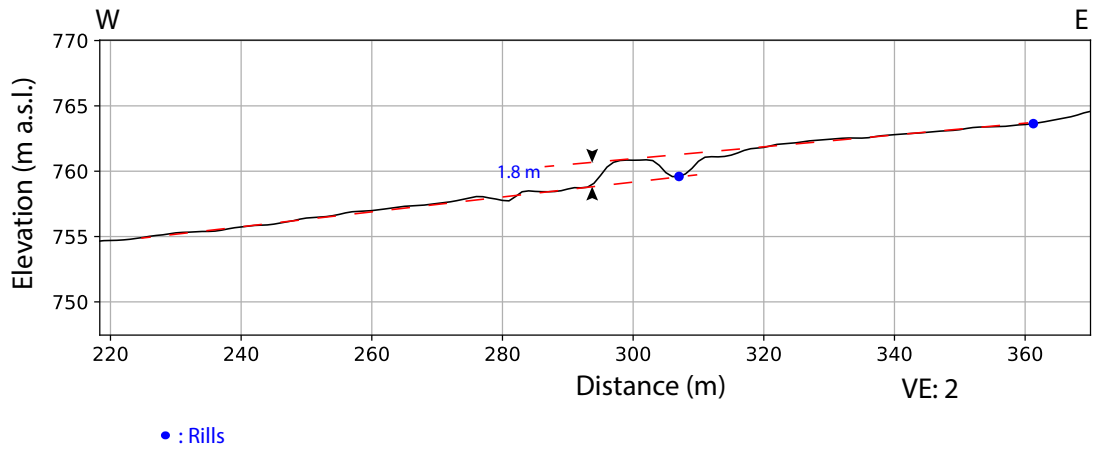
P263: North of Clarillo river



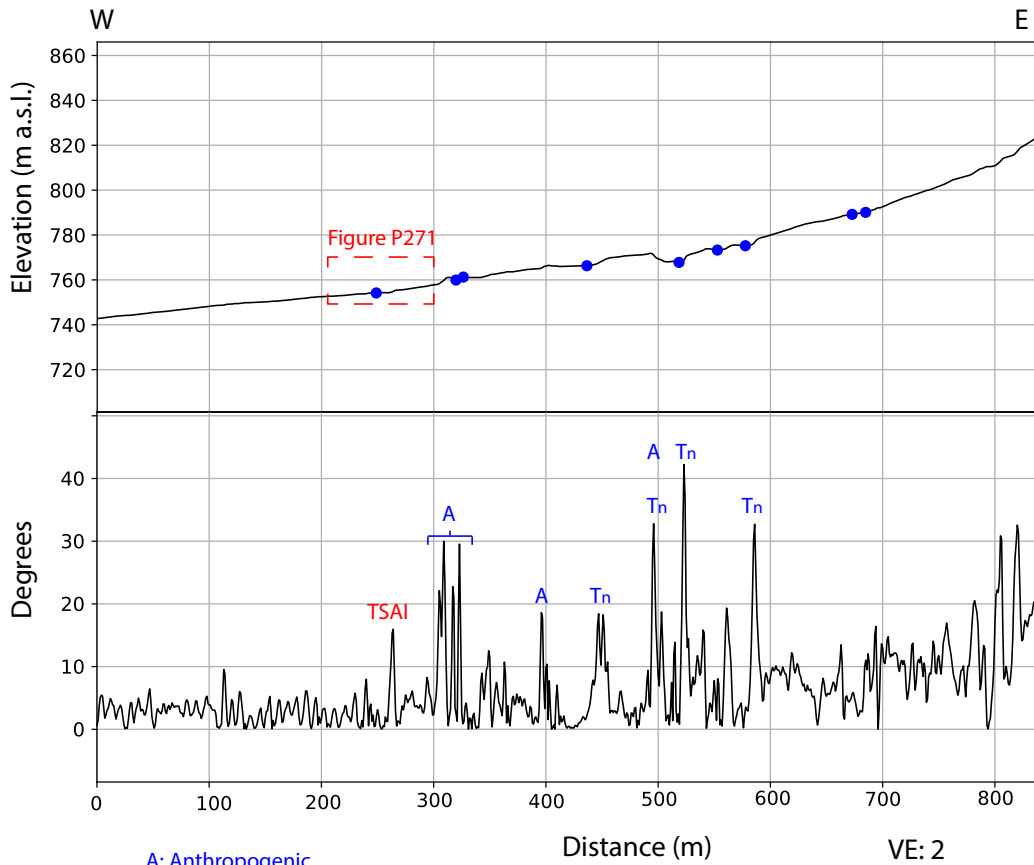




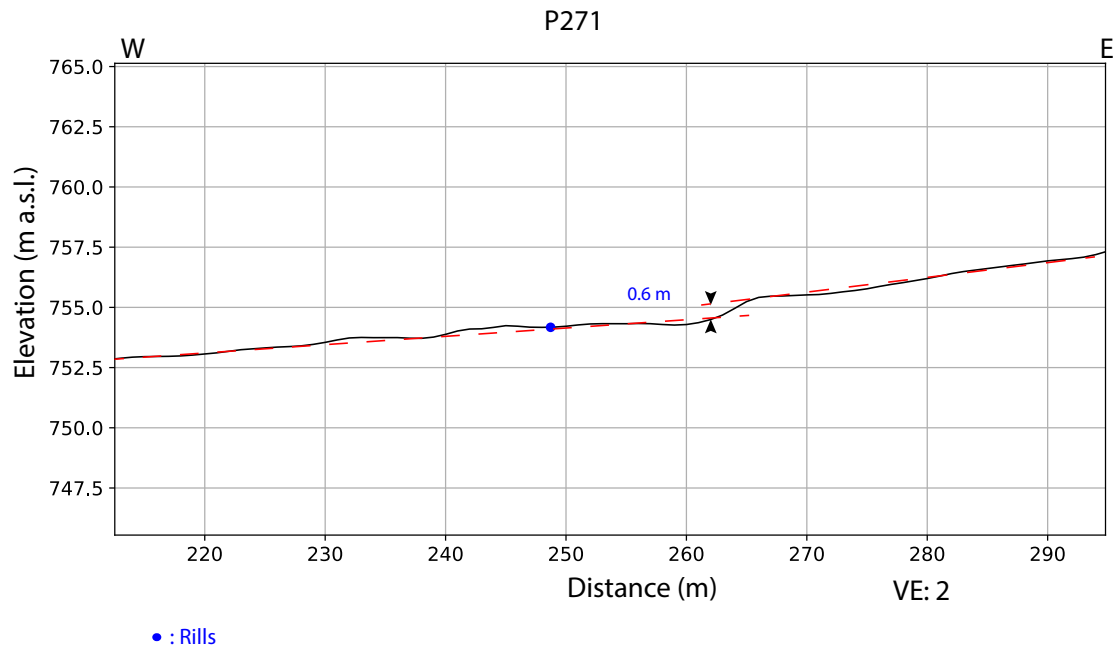
P270_2



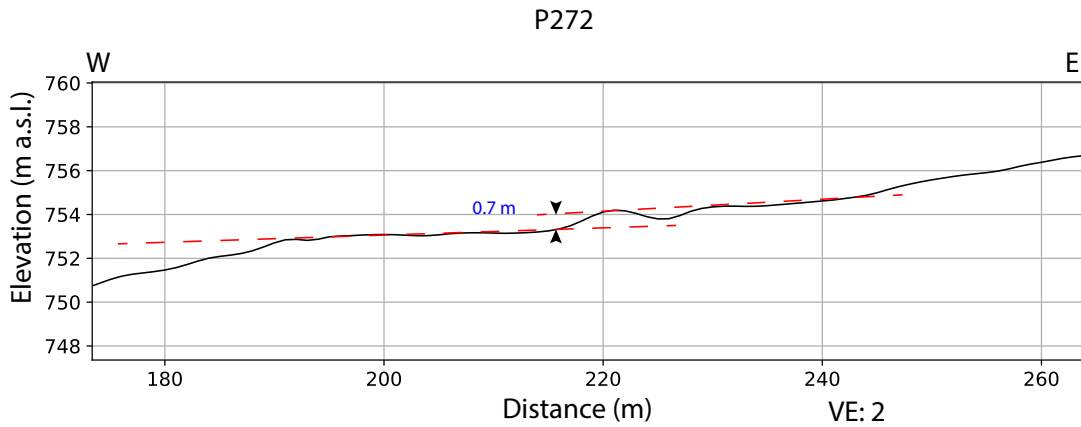
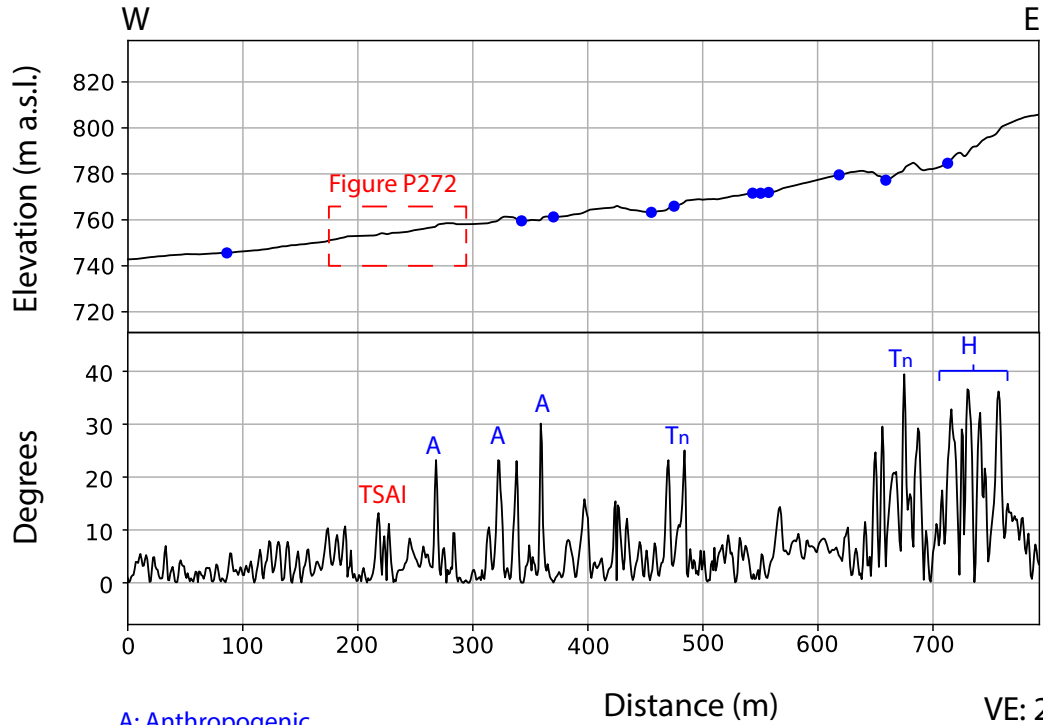
P271: North of Clarillo river

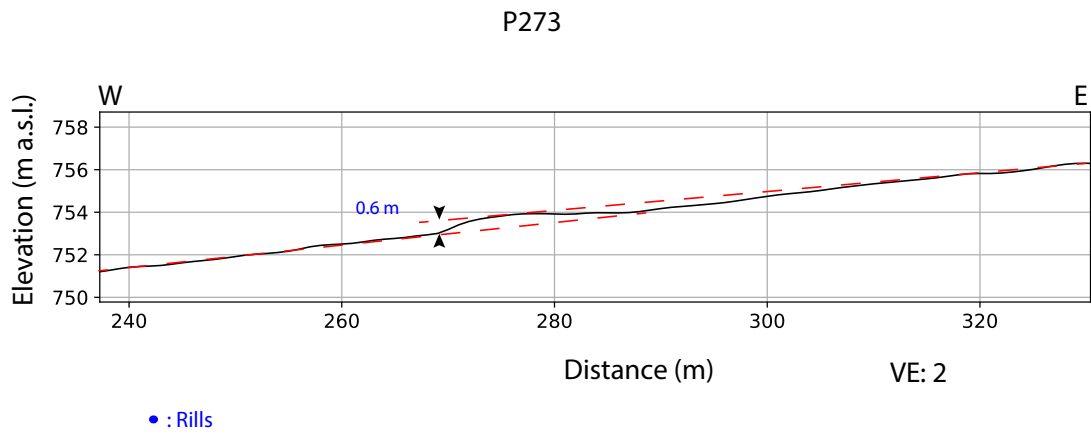
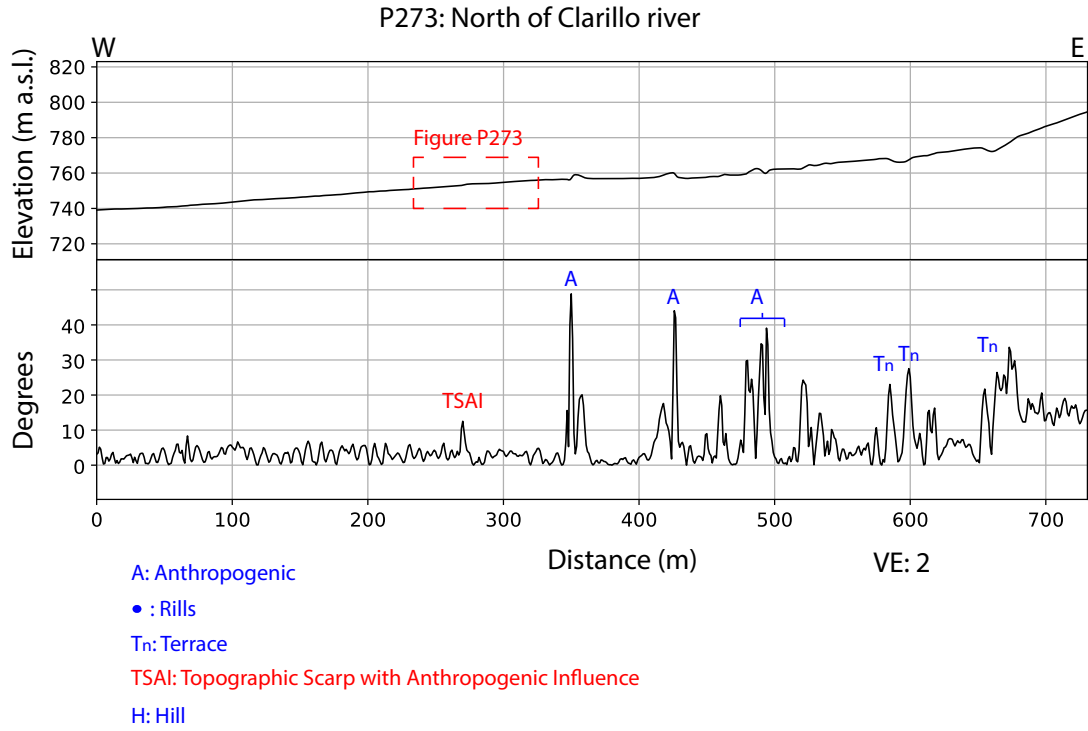


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

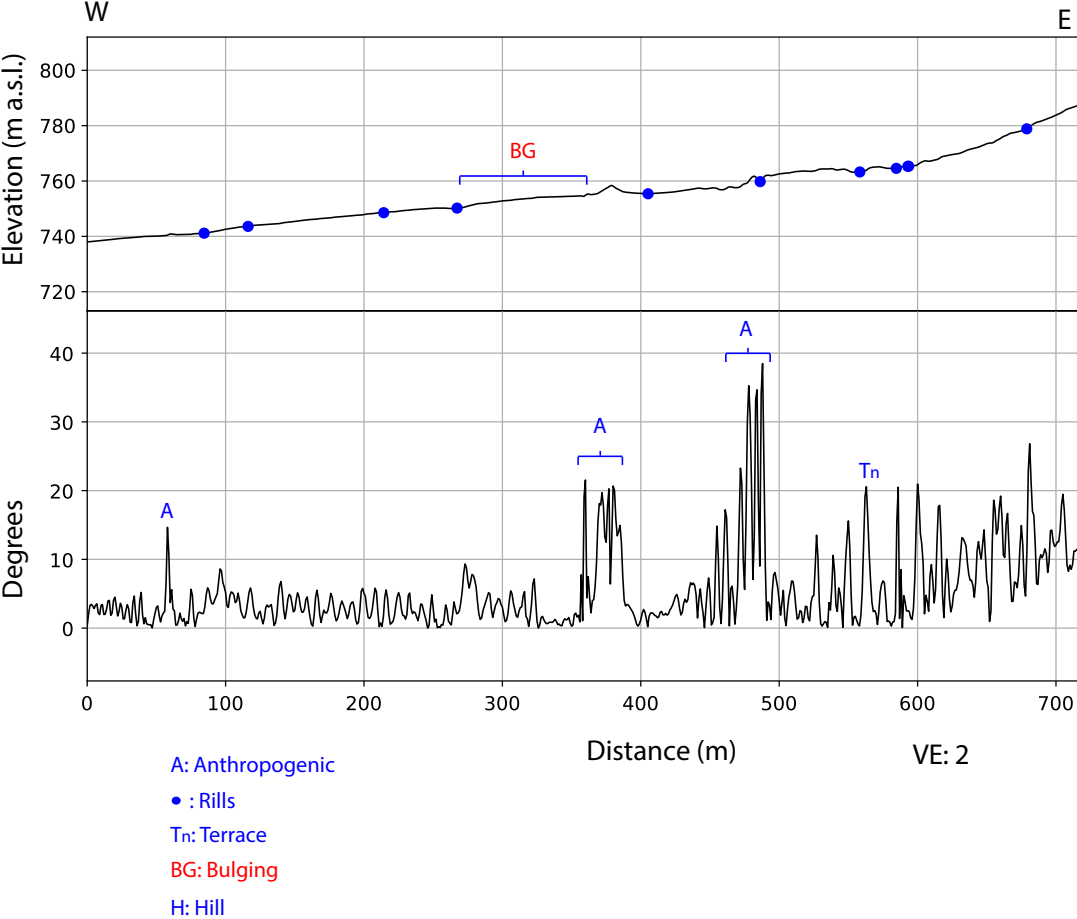


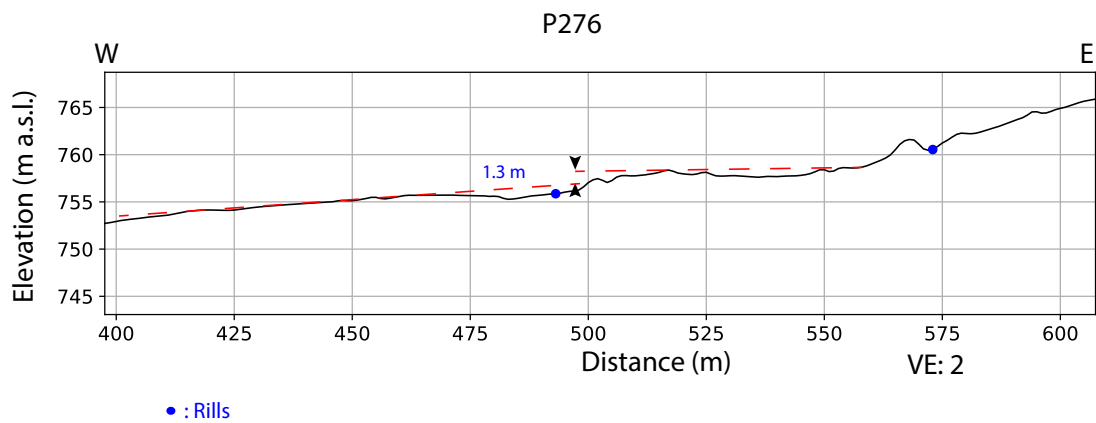
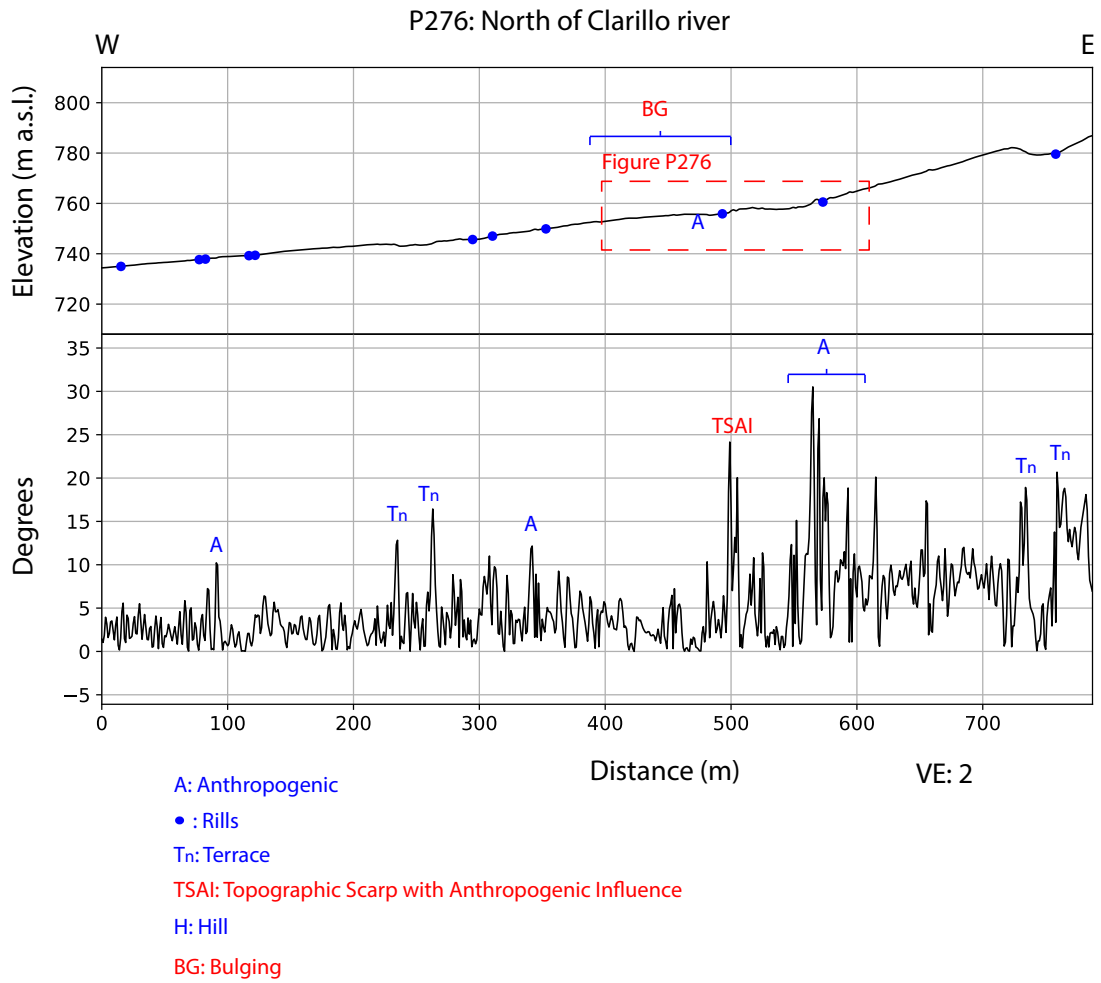
P272: North of Clarillo river

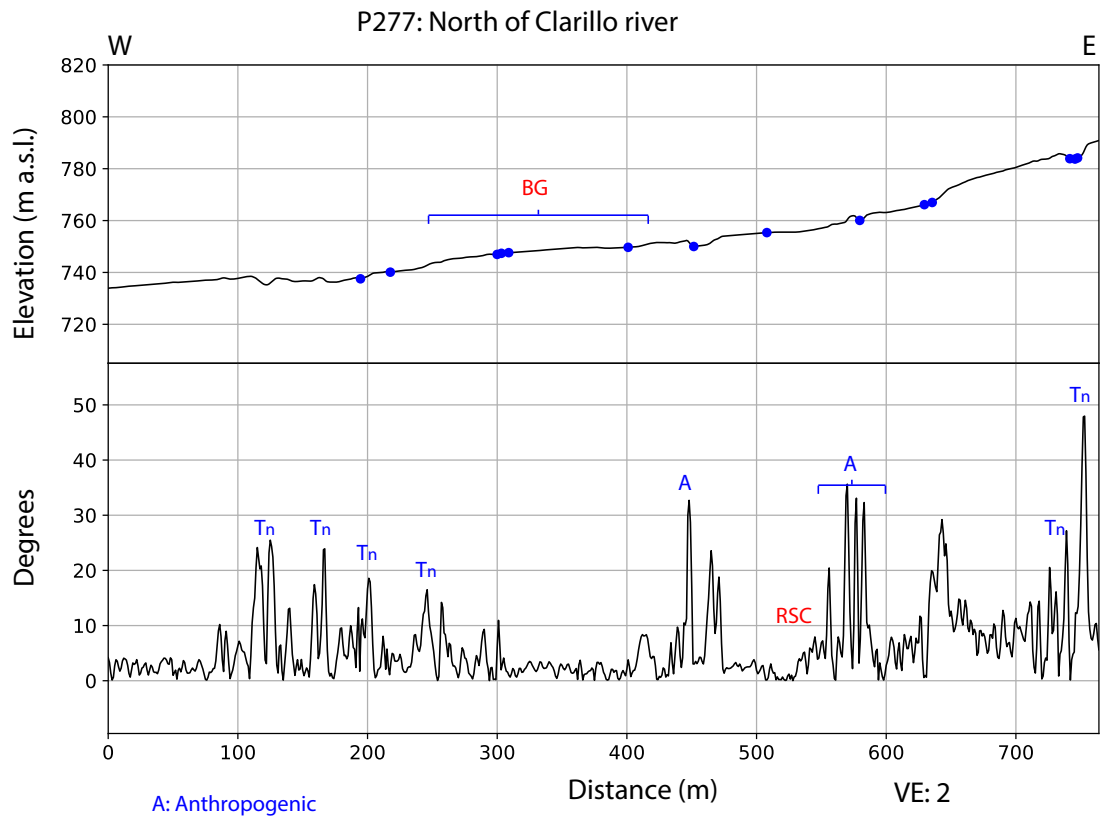




P274: North of Clarillo river

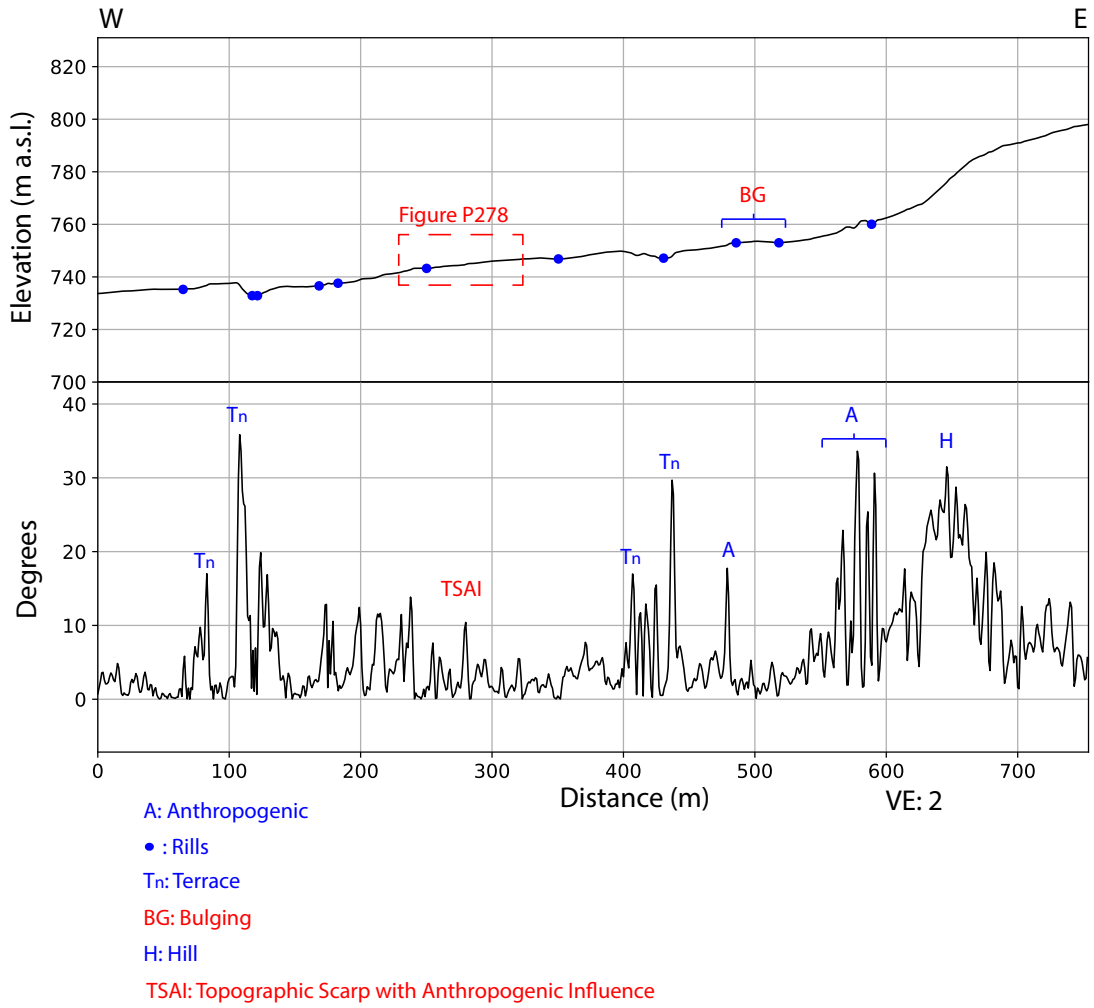




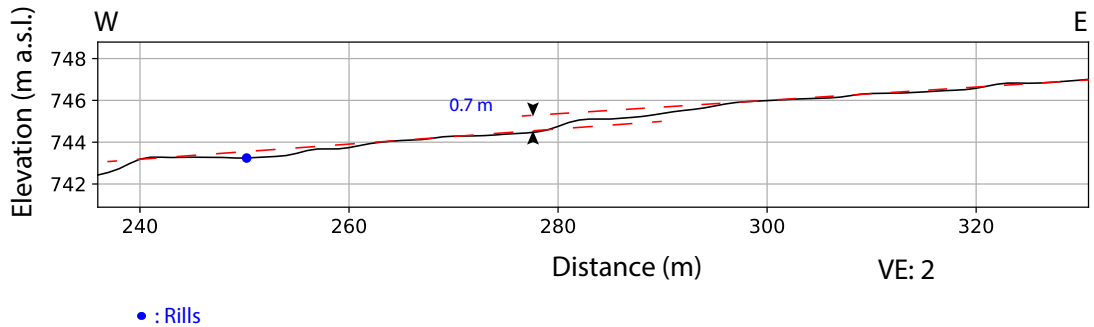


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill
- BG: Bulging

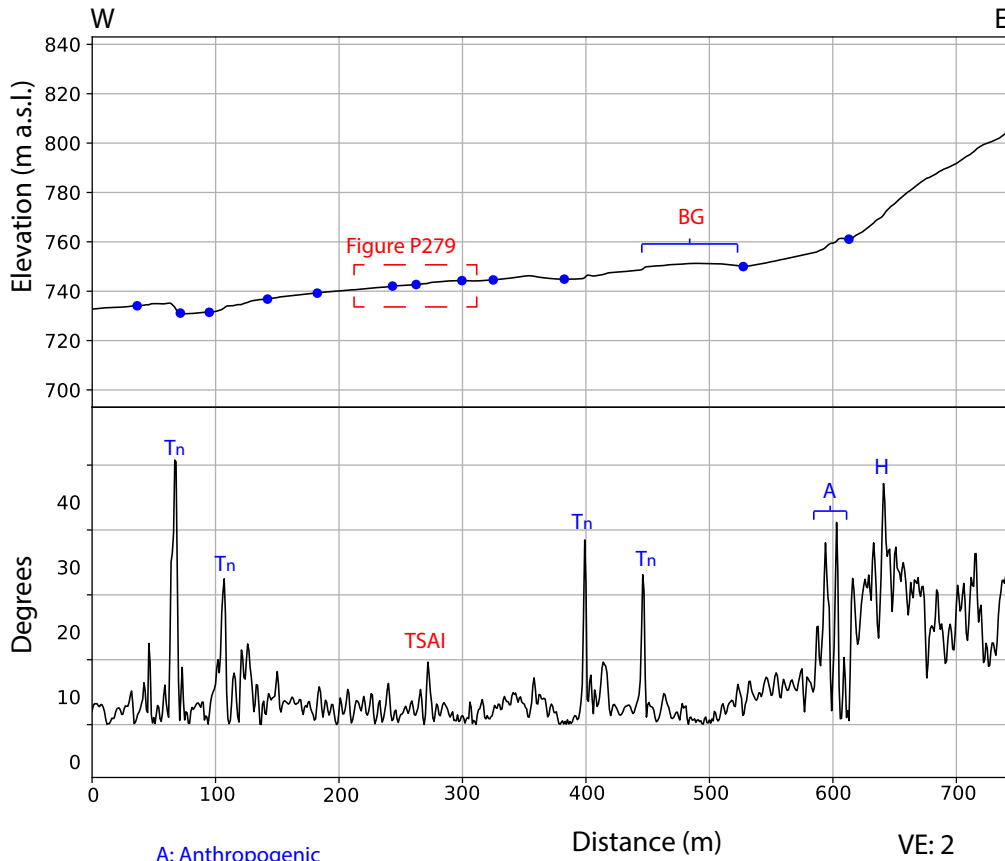
P278: North of Clarillo river



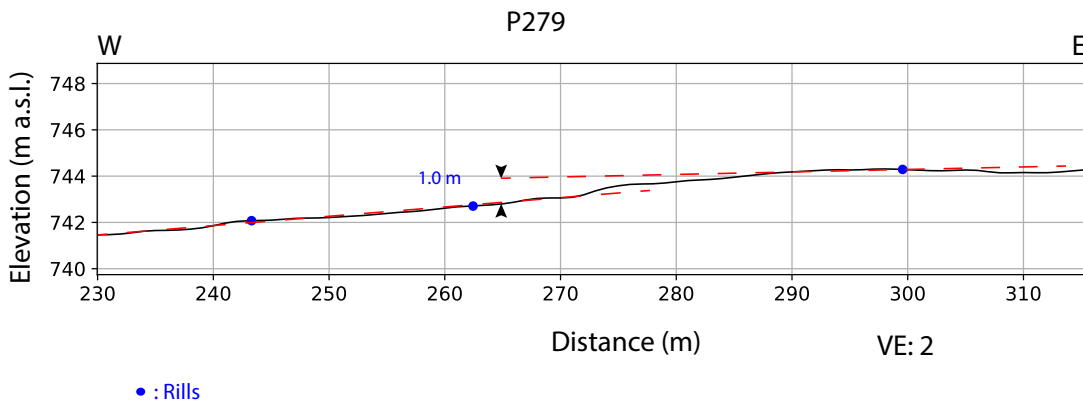
P278

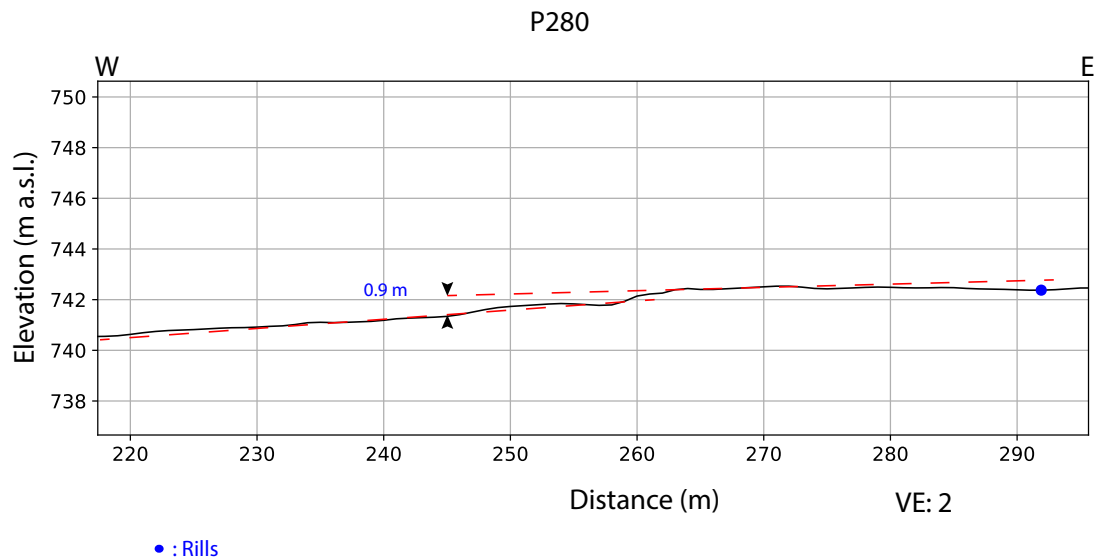
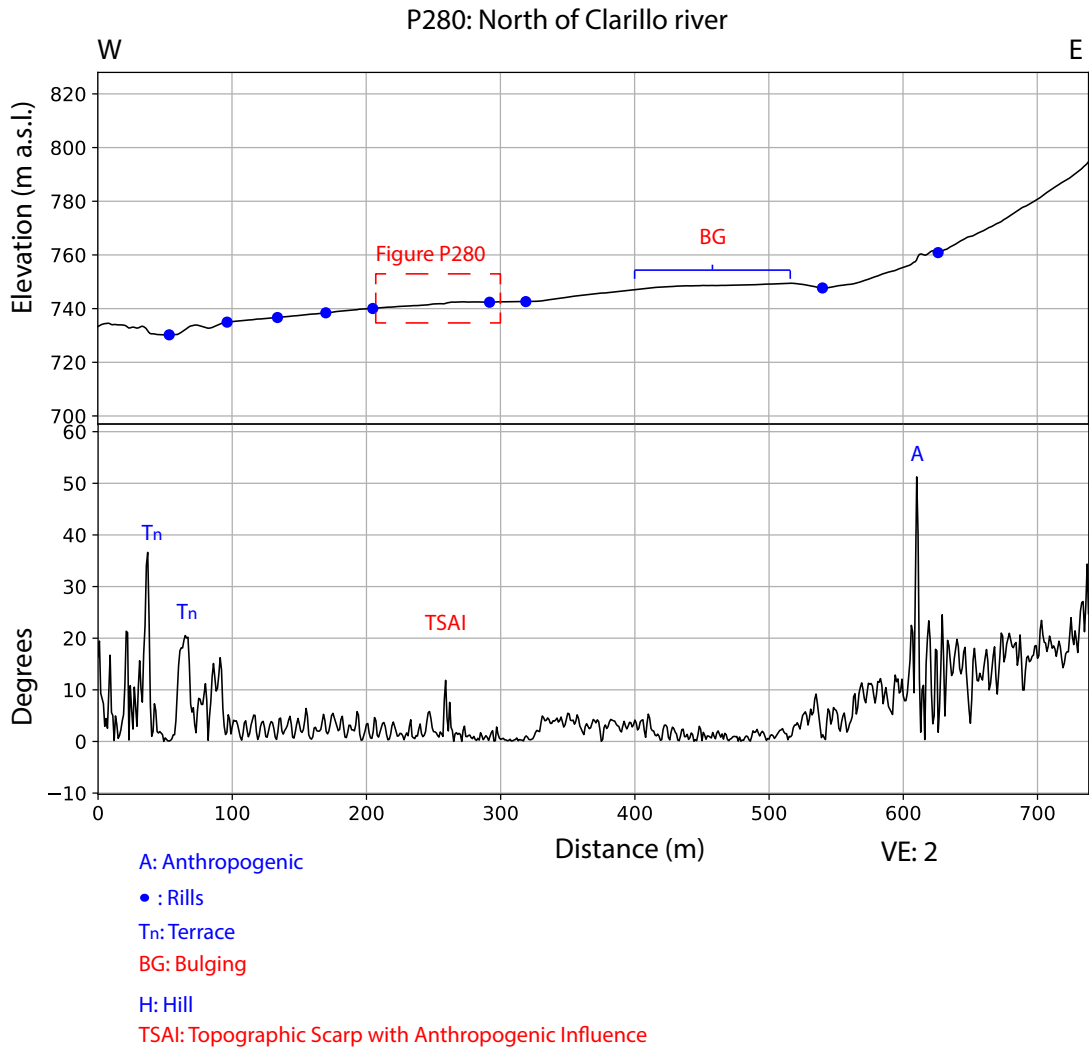


P279: North of Clarillo river

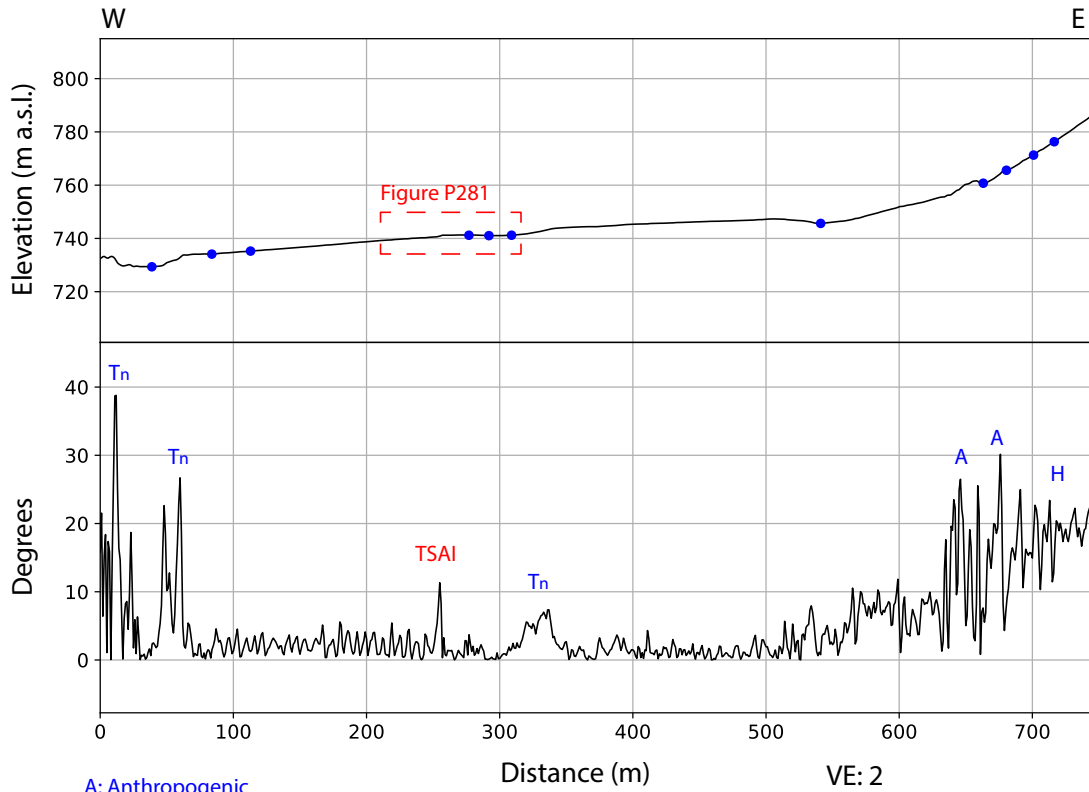


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- BG: Bulging
- H: Hill
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence





P281: North of Clarillo river



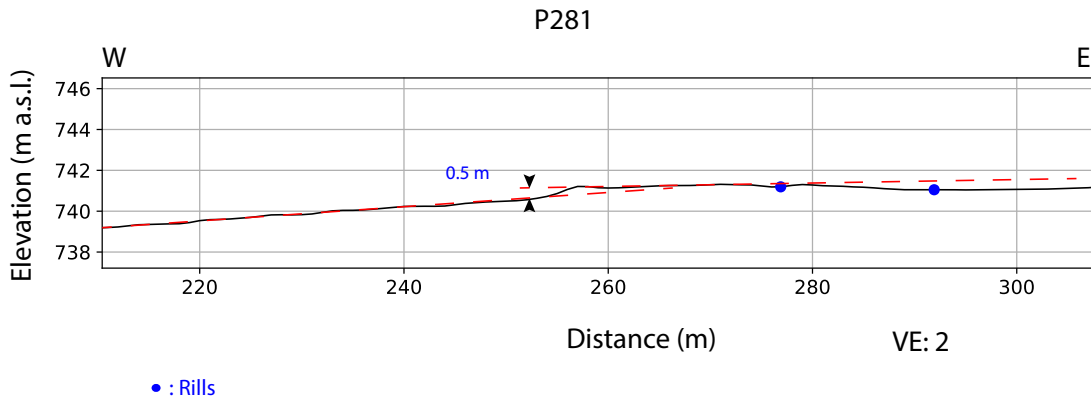
A: Anthropogenic

• : Rills

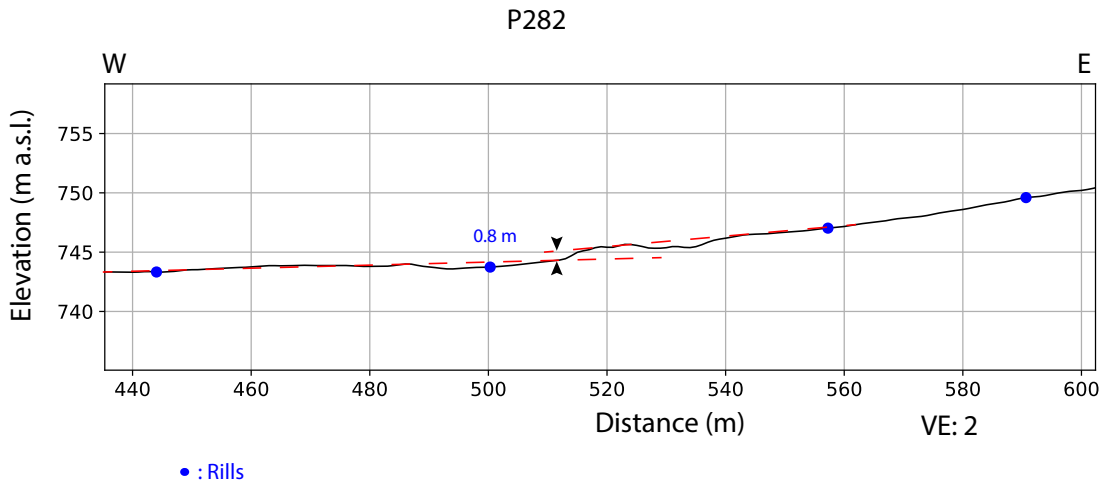
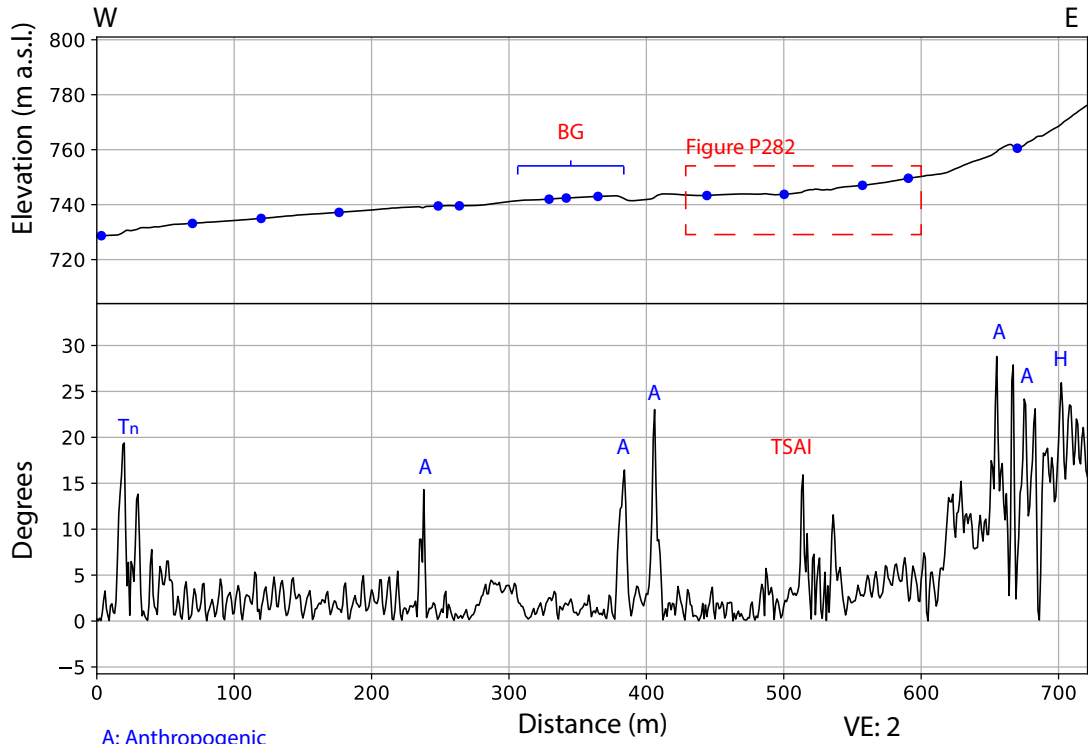
Tn: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

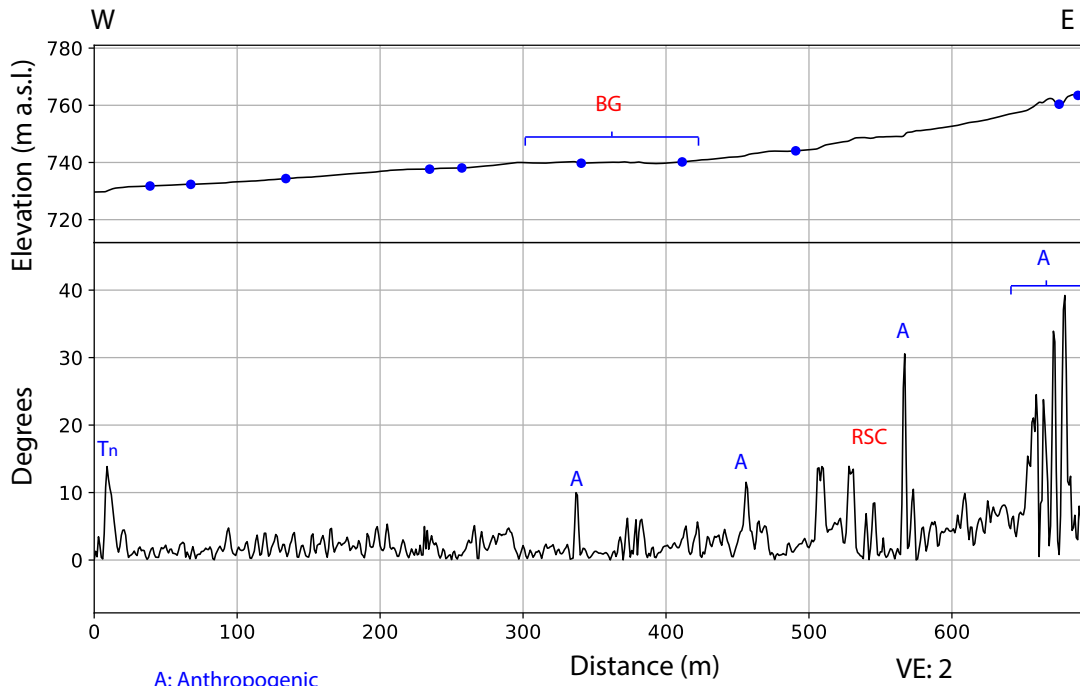
H: Hill



P282: North of Clarillo river



P283: North of Clarillo river



A: Anthropogenic

• : Rills

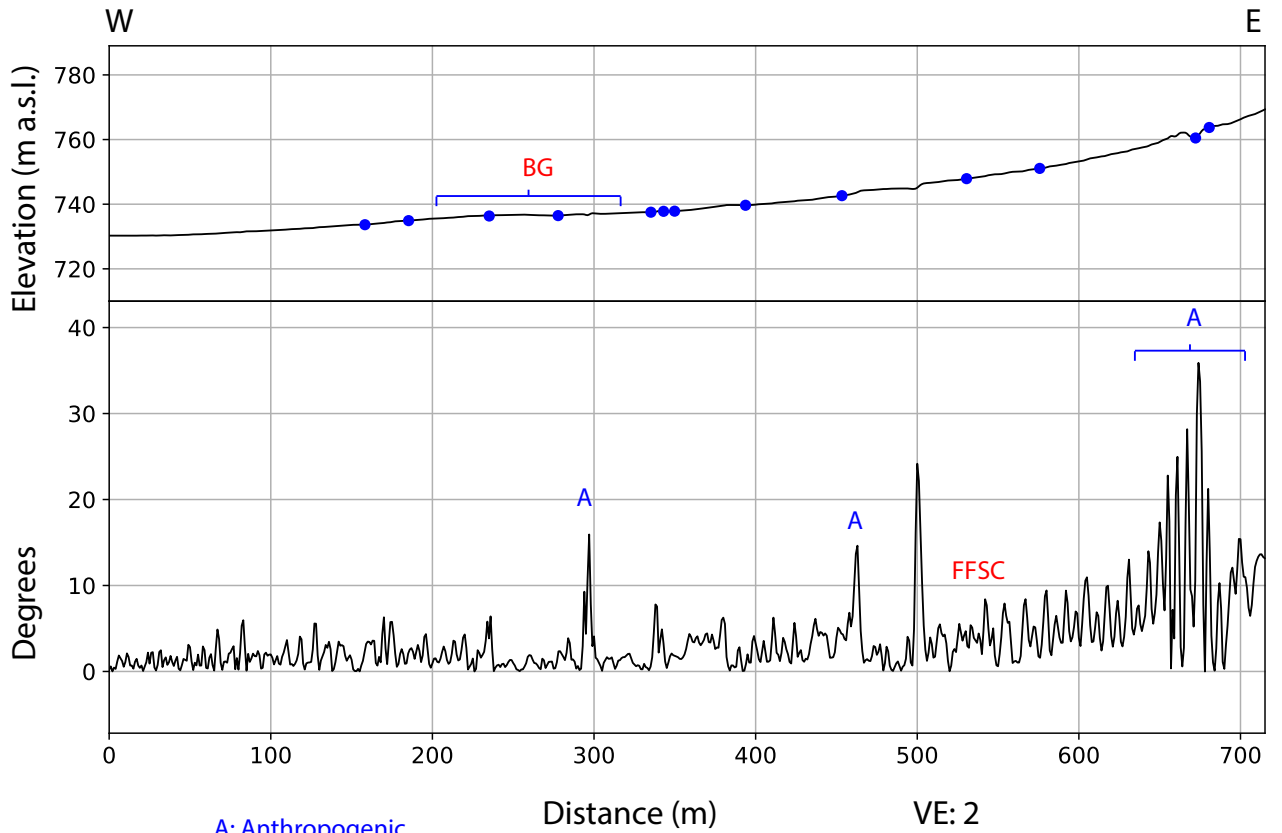
Tn: Terrace

RSC: Regional slope Change

H: Hill

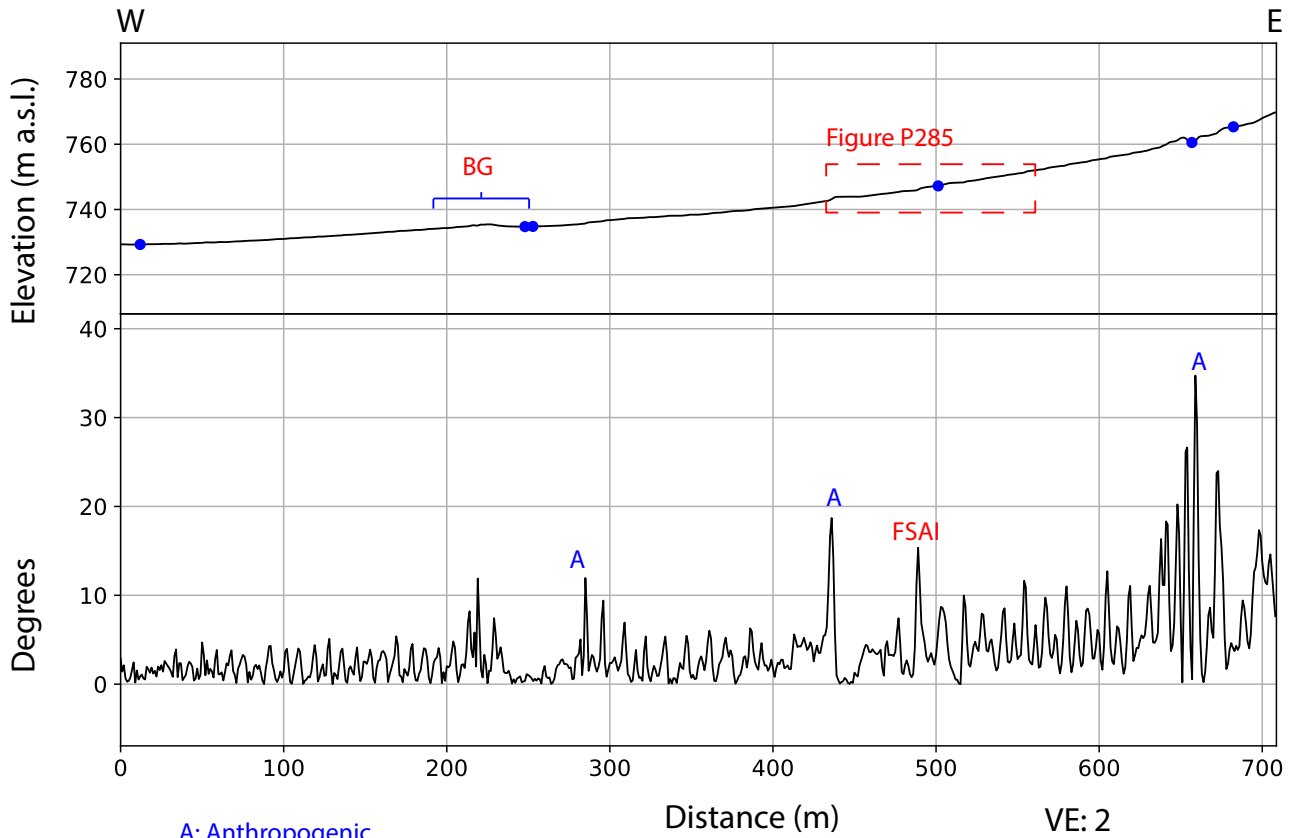
BG: Bulging

P284: North of Clarillo river

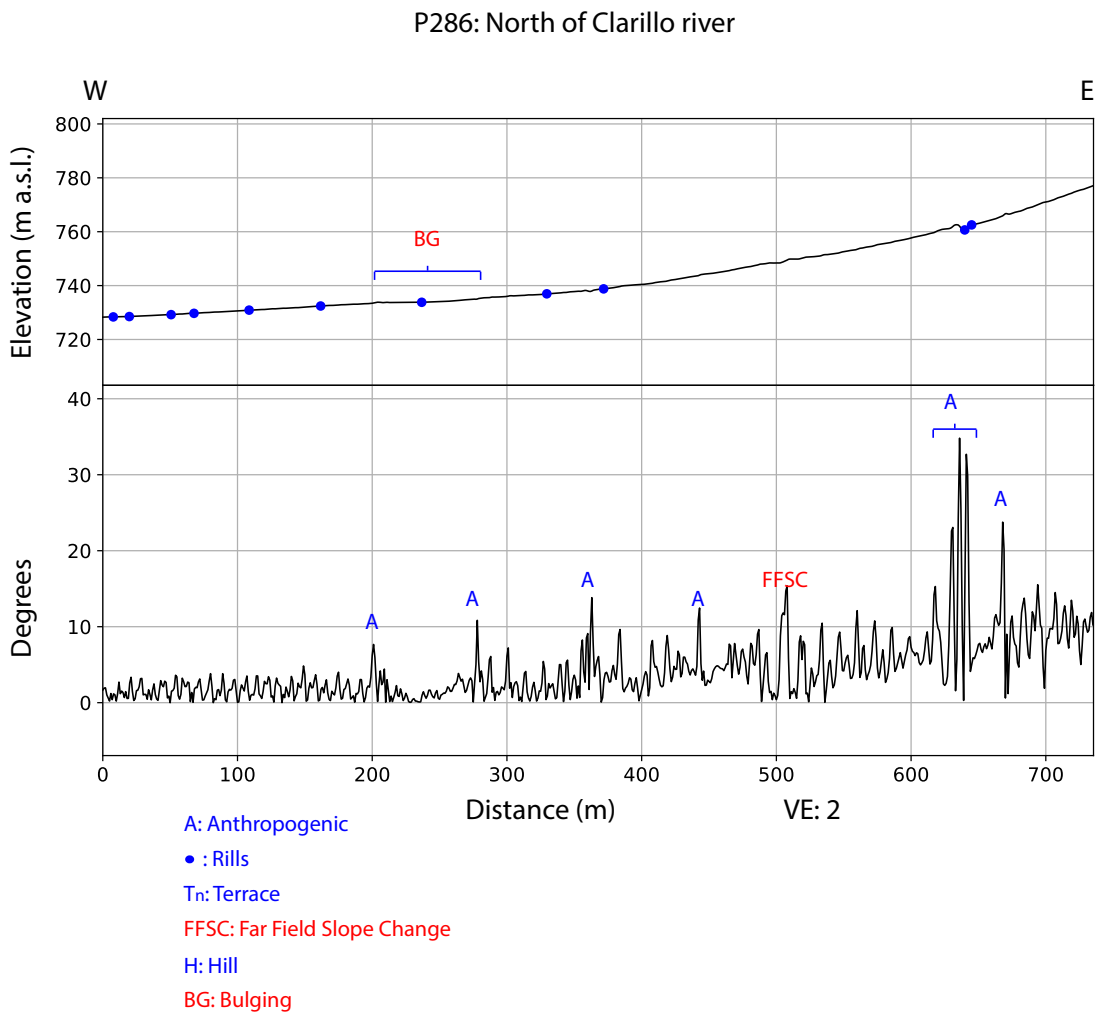
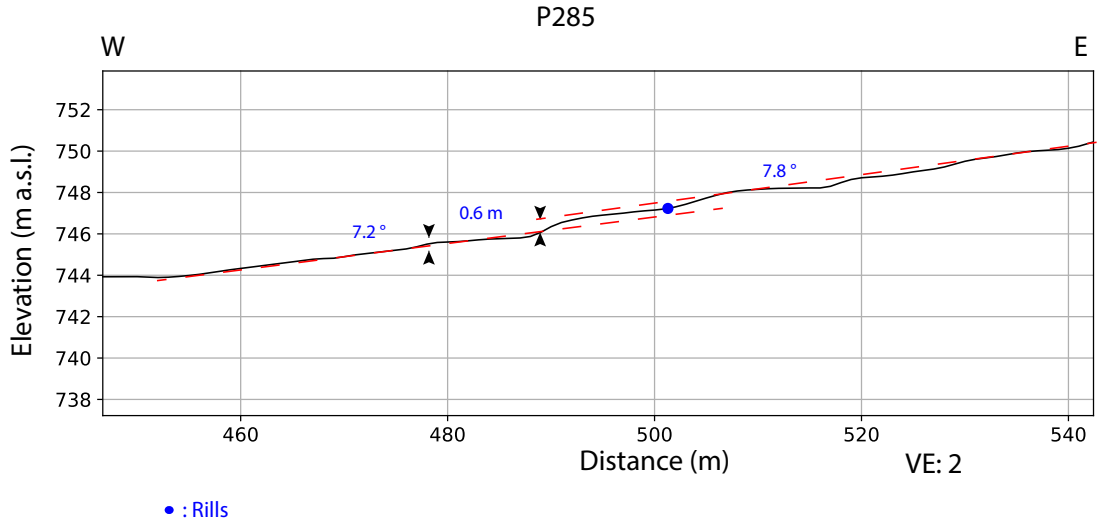


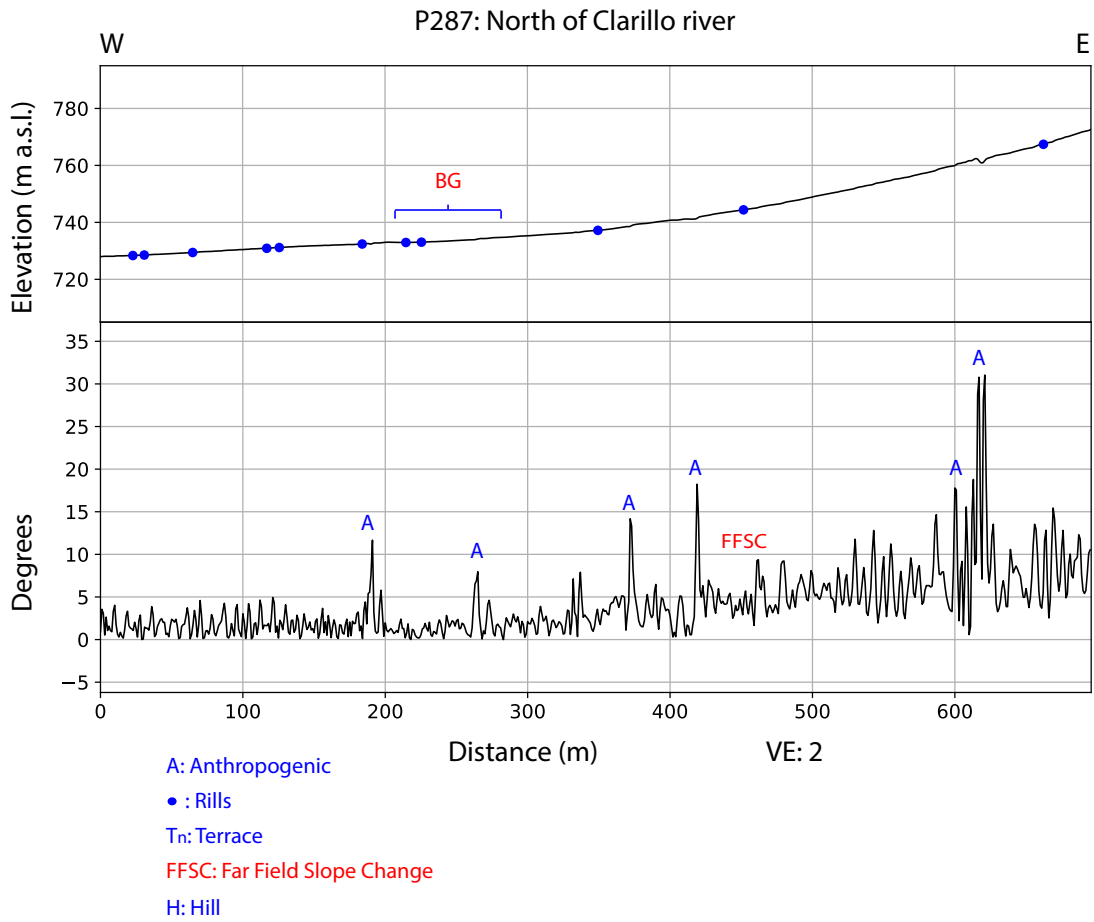
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- FFSC: Far Field Slope Change
- H: Hill
- BG: Bulging

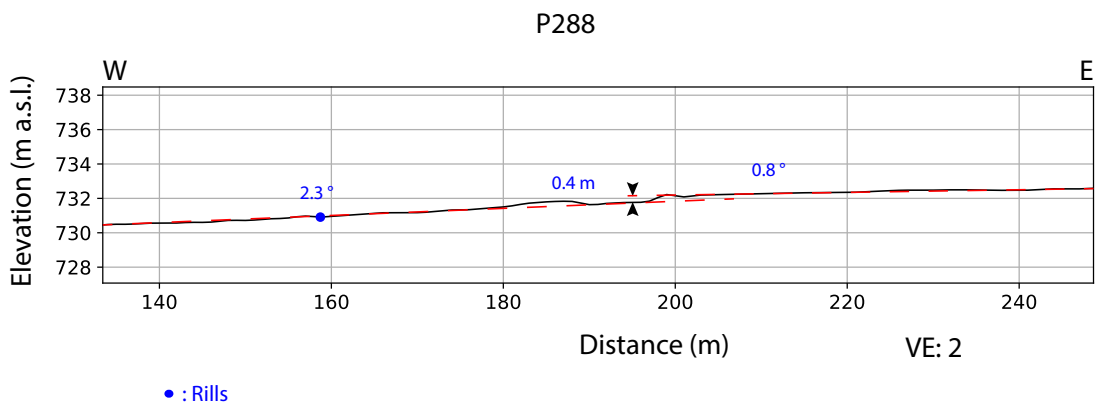
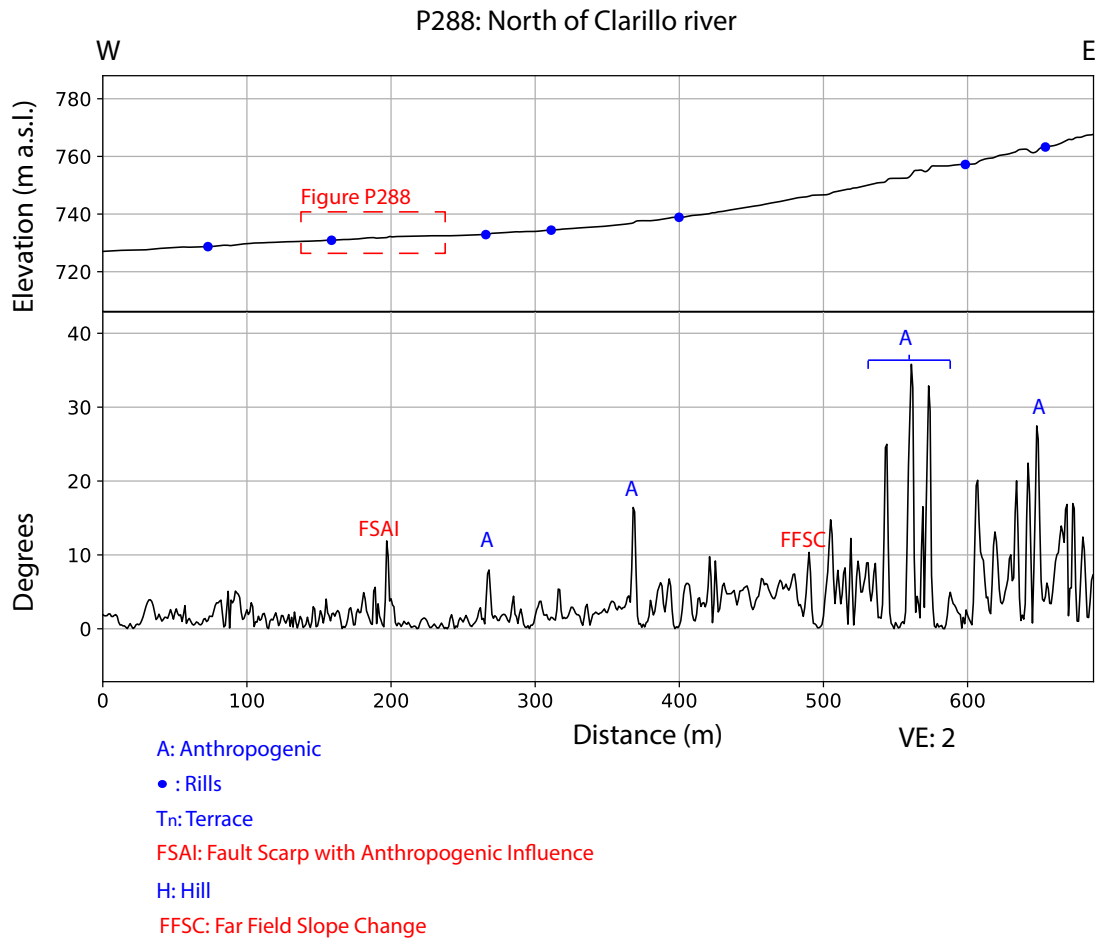
P285: North of Clarillo river

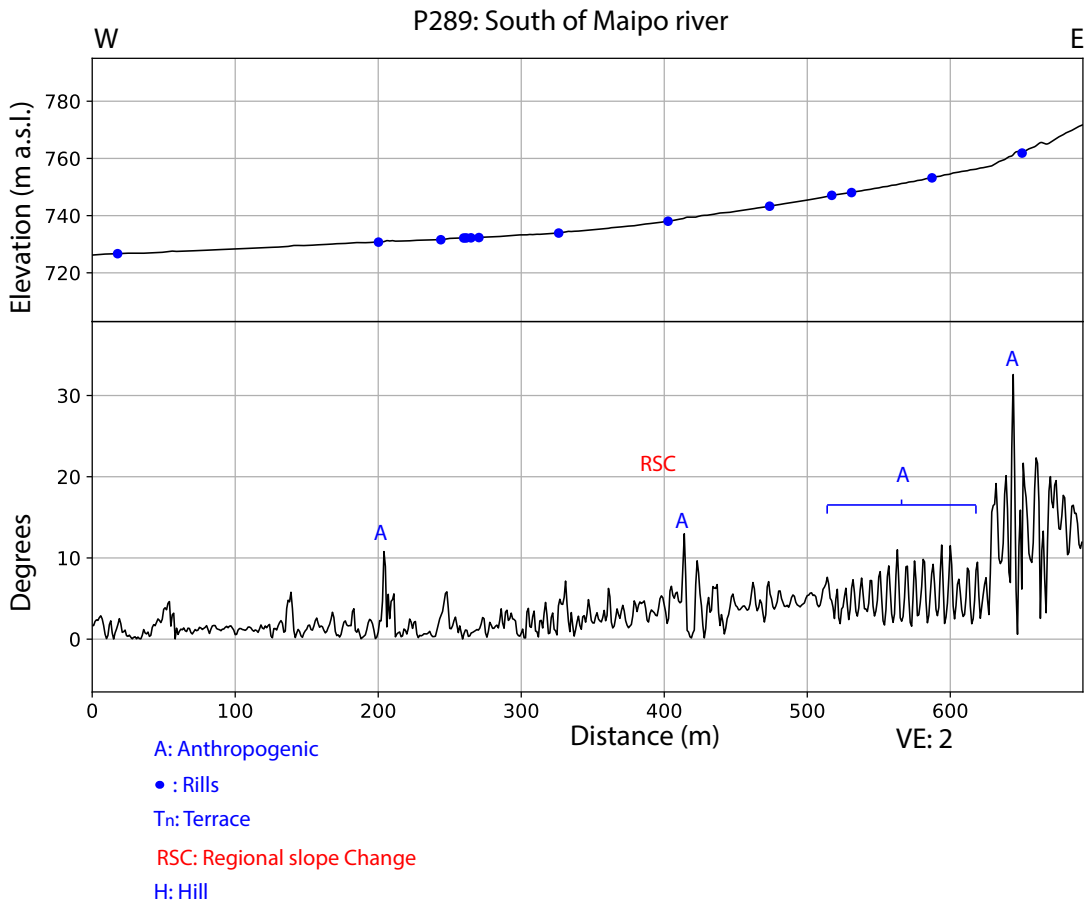


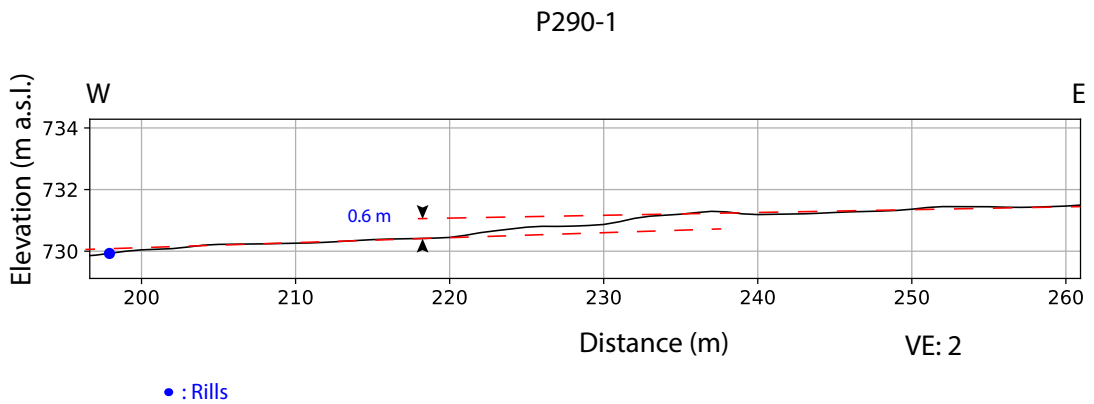
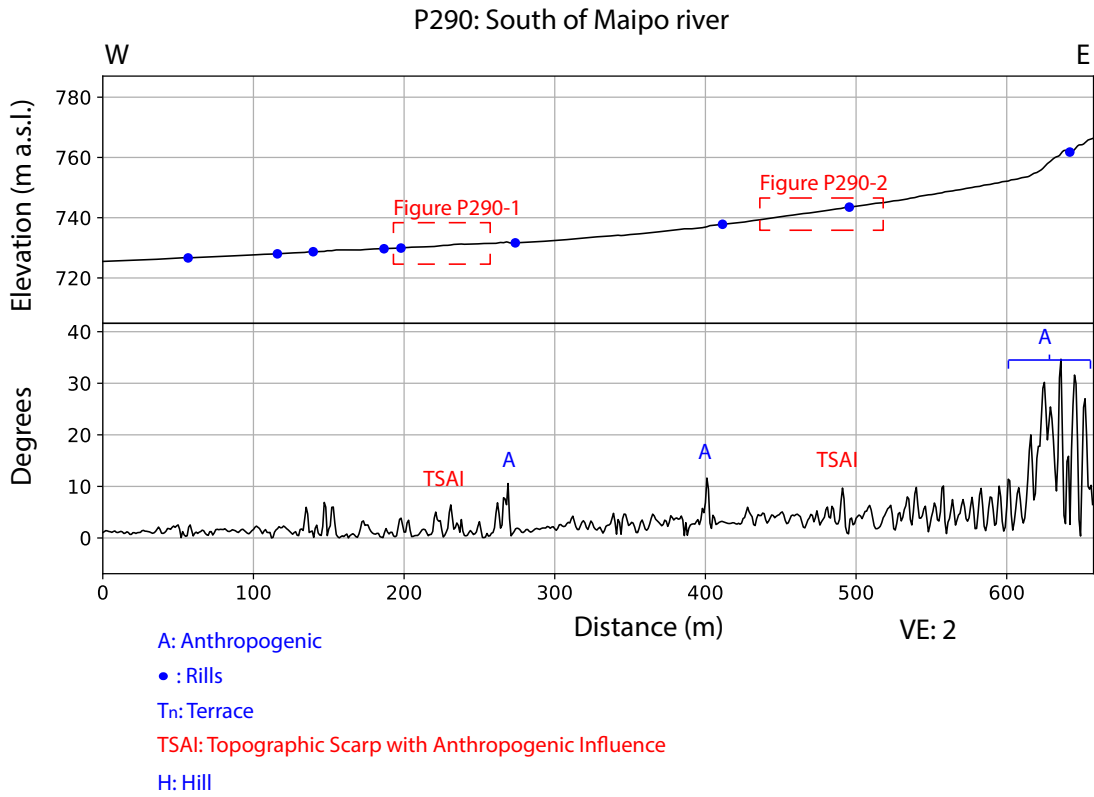
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- FSAI: Fault Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill
- BG: Bulging



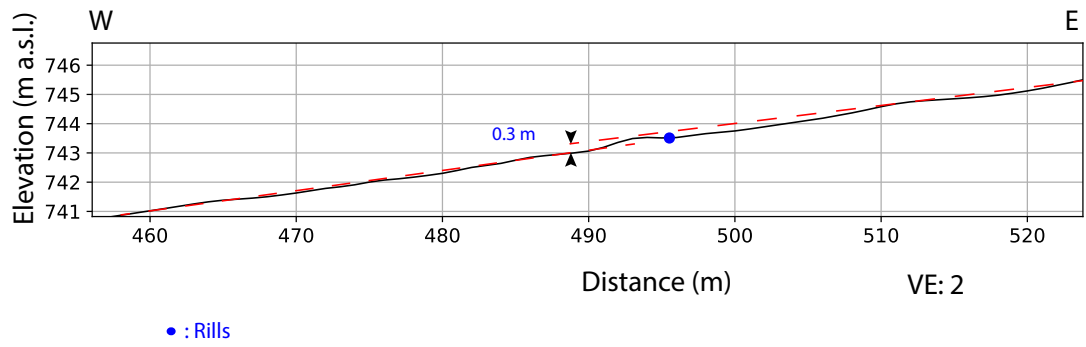


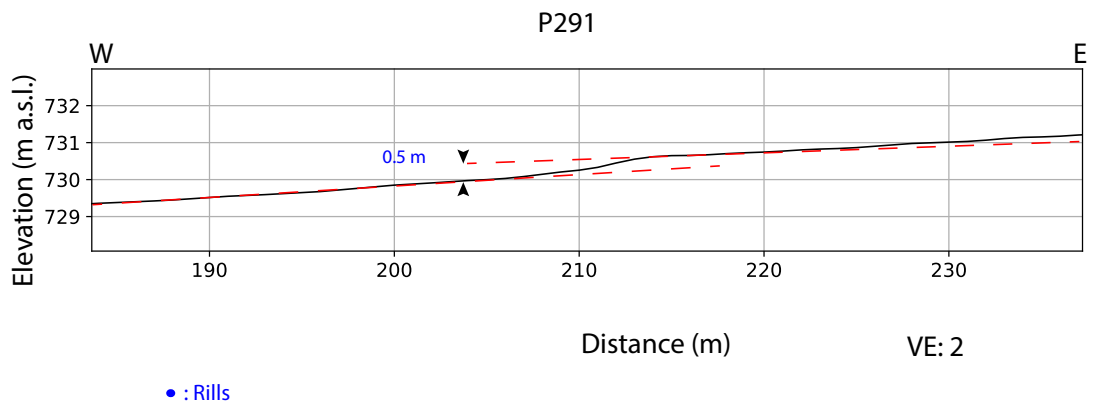
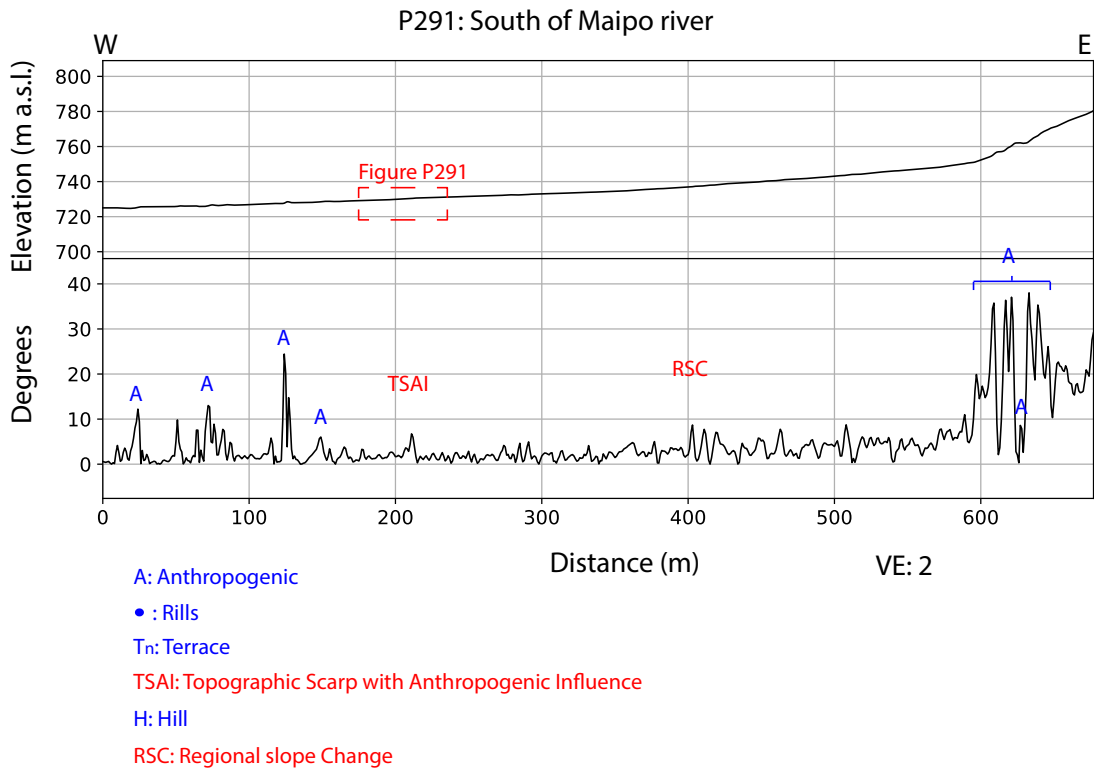




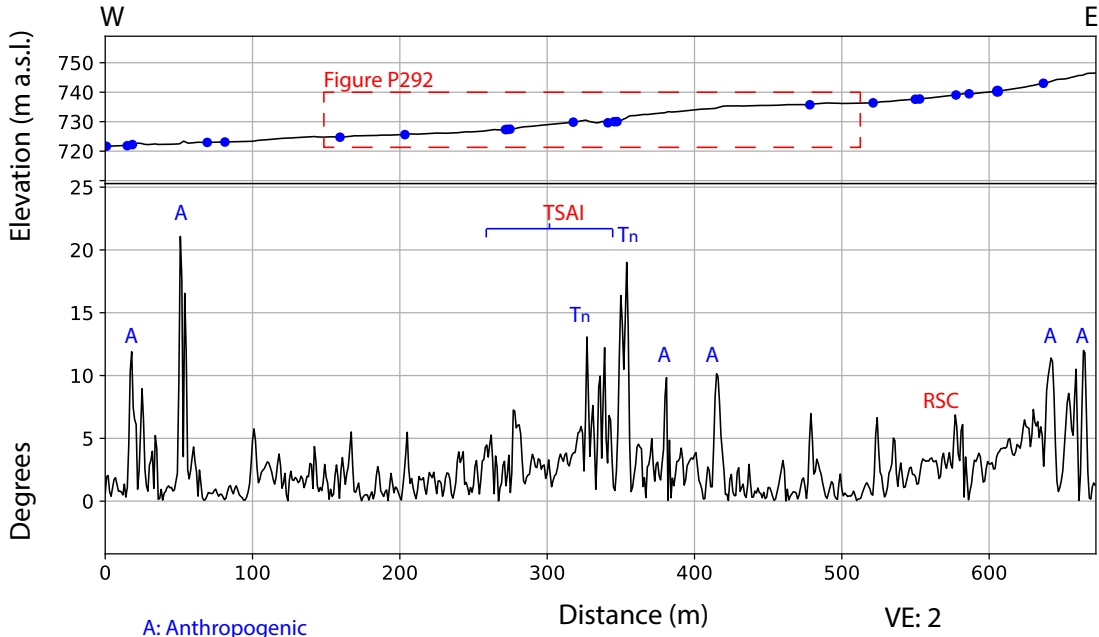


P290-2





P292: South of Maipo river



A: Anthropogenic

• : Rills

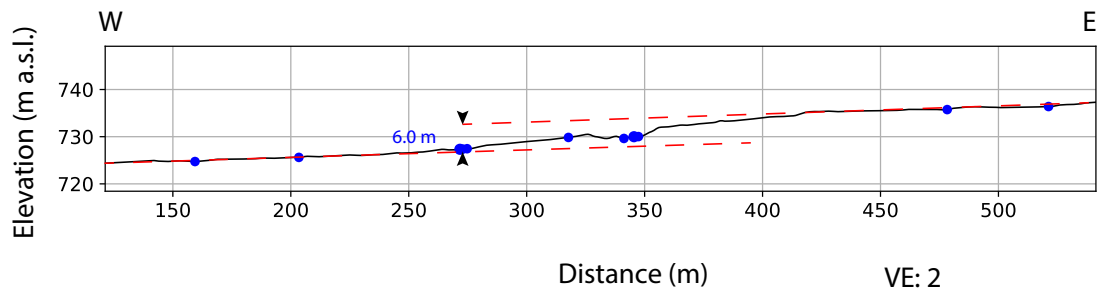
T_n: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

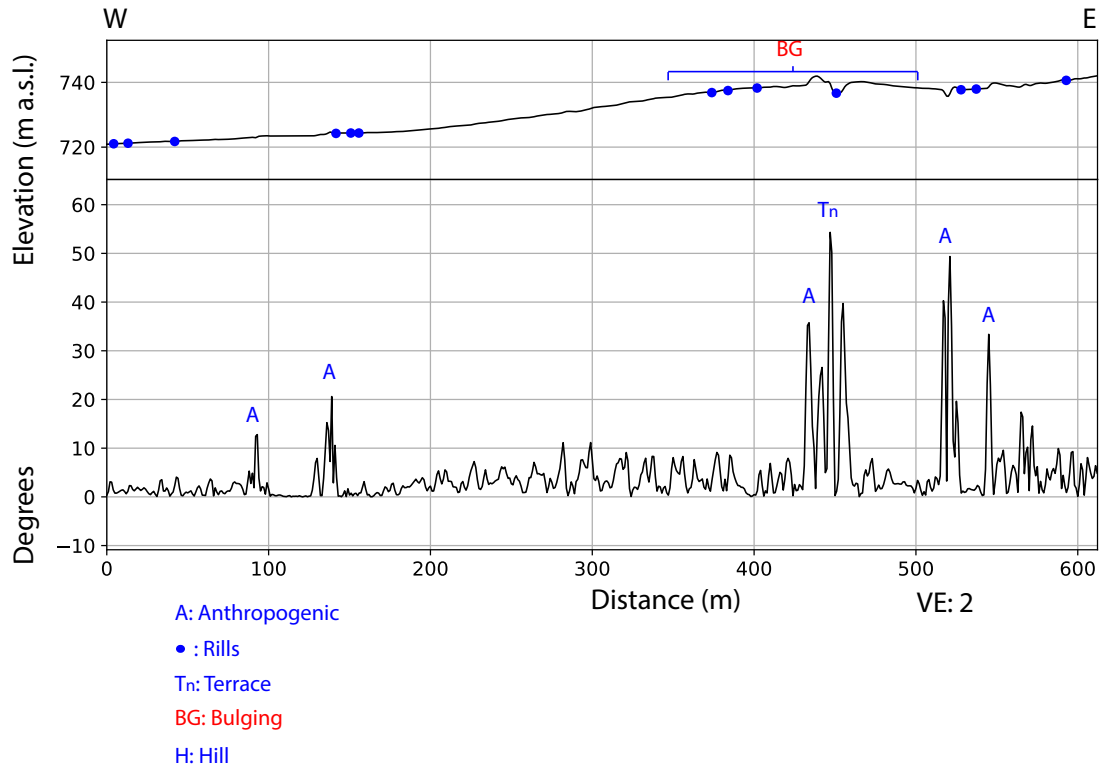
RSC: Regional slope Change

P292

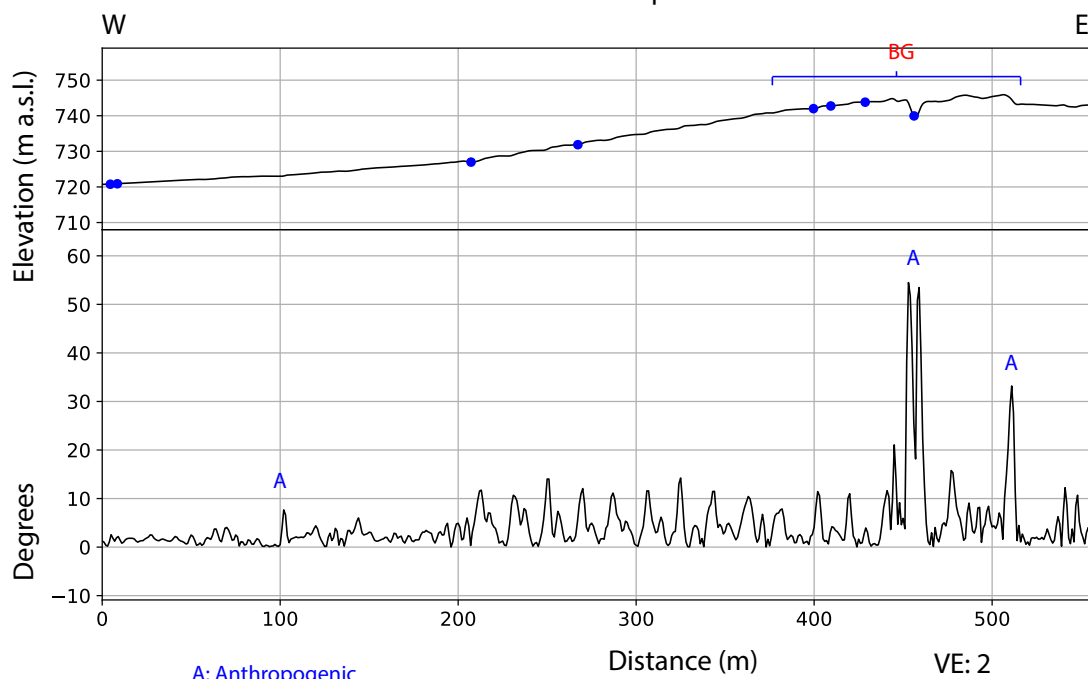


• : Rills

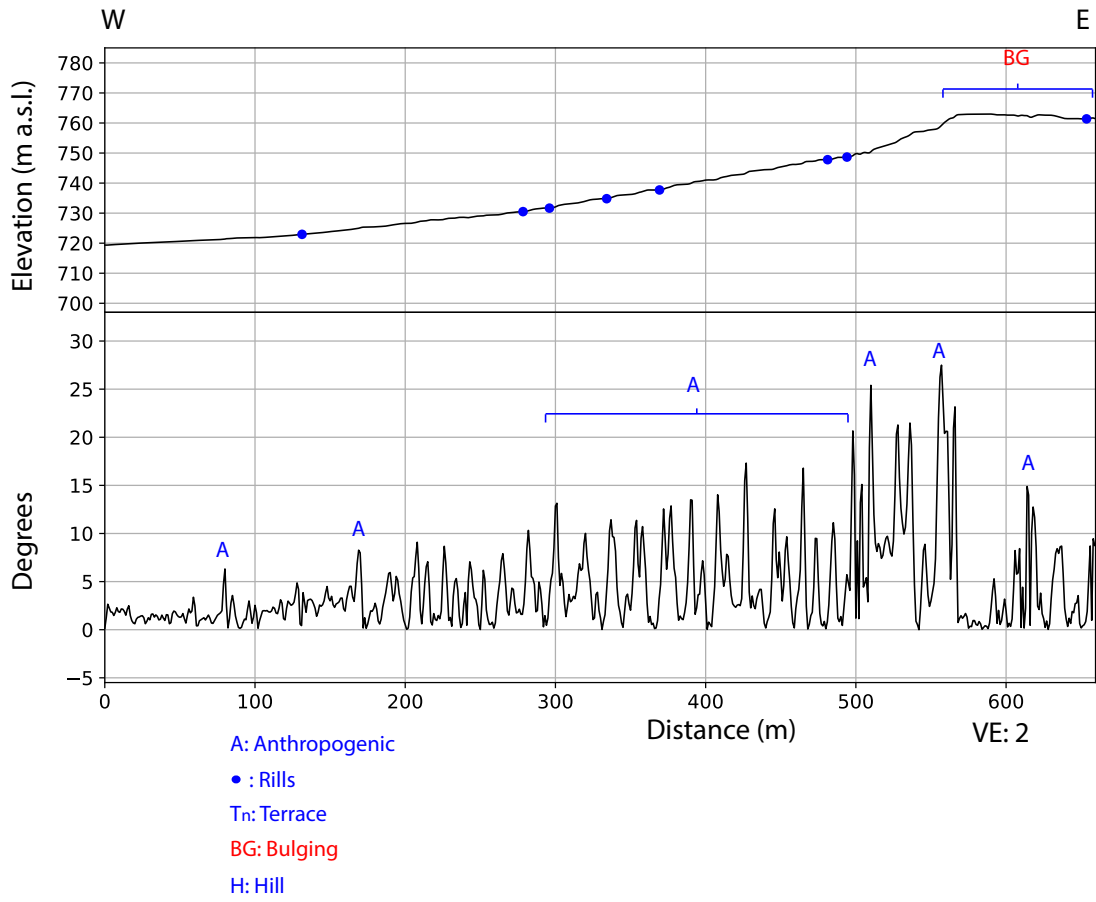
P293: South of Maipo river



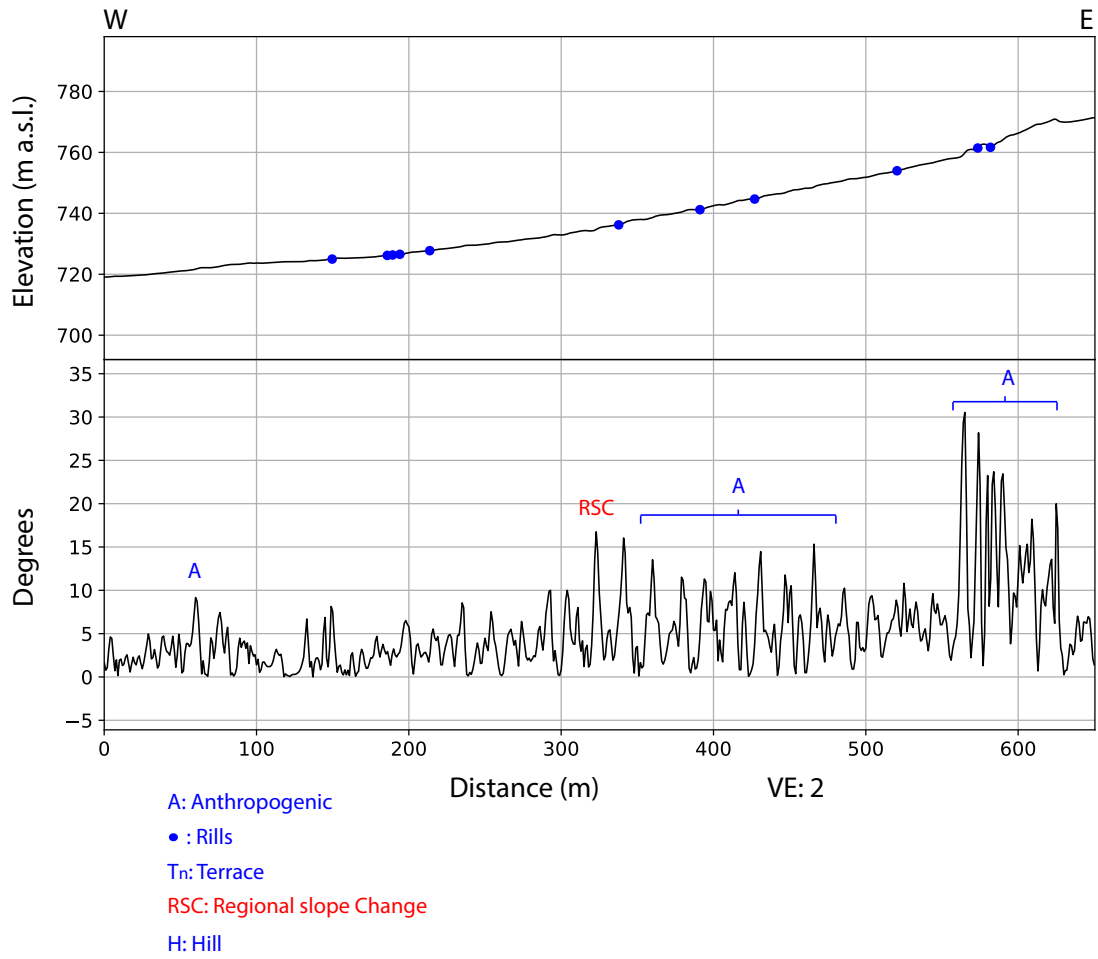
P294: South of Maipo river



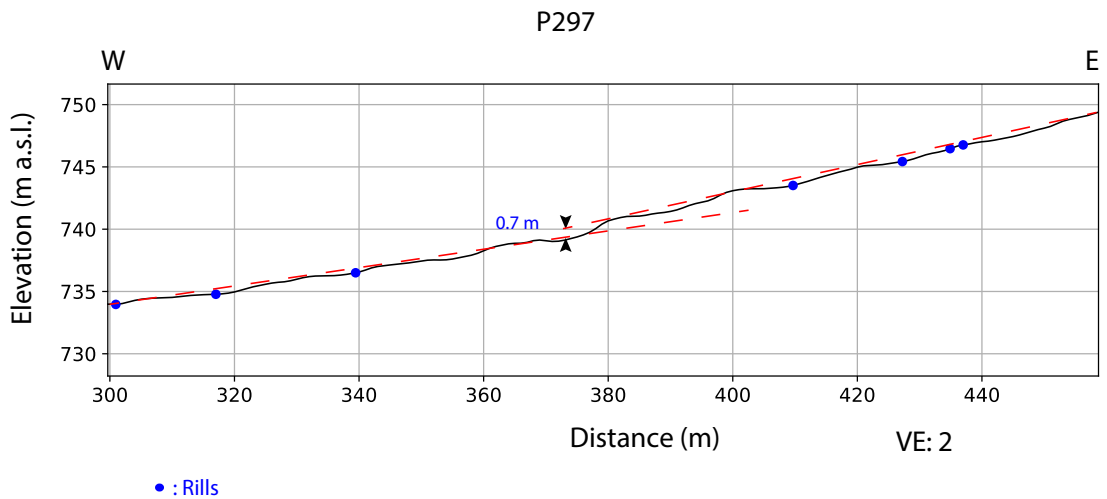
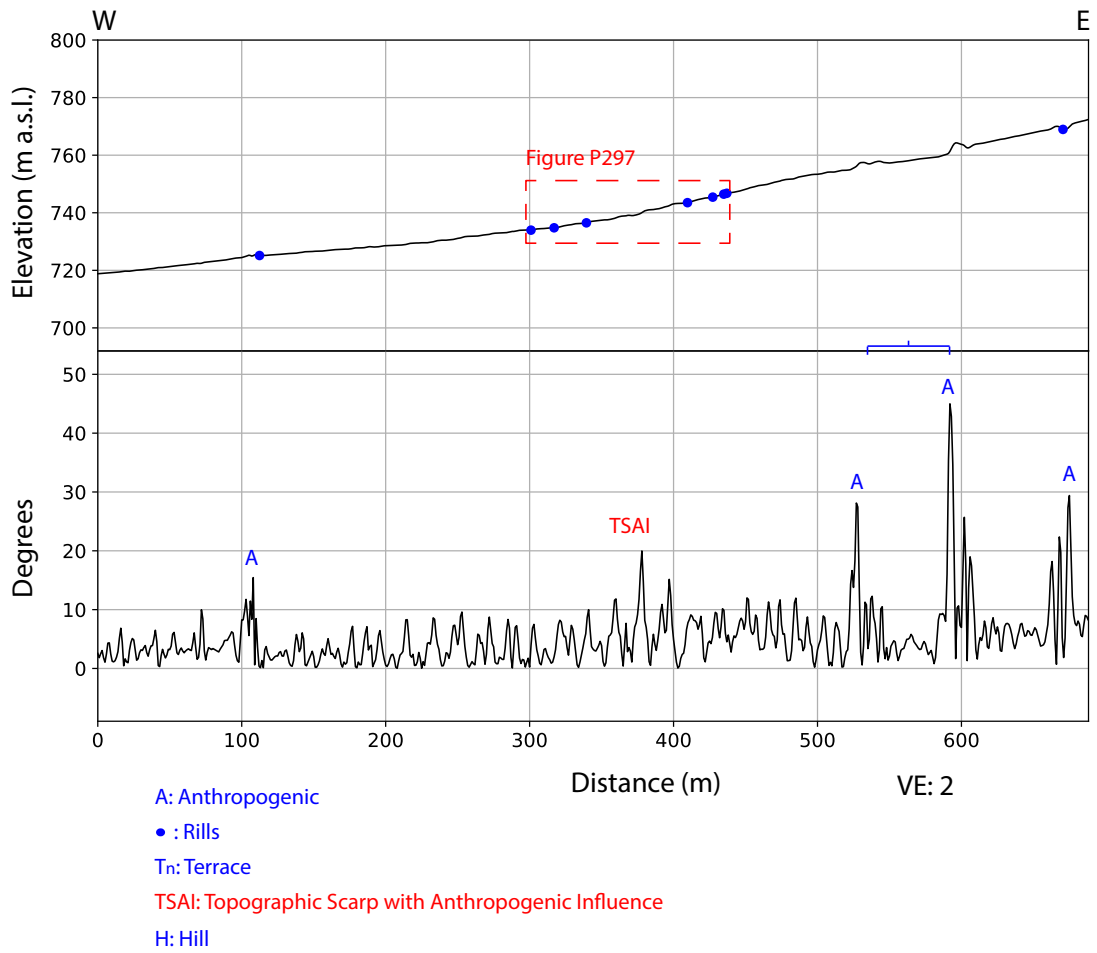
P295: South of Maipo river



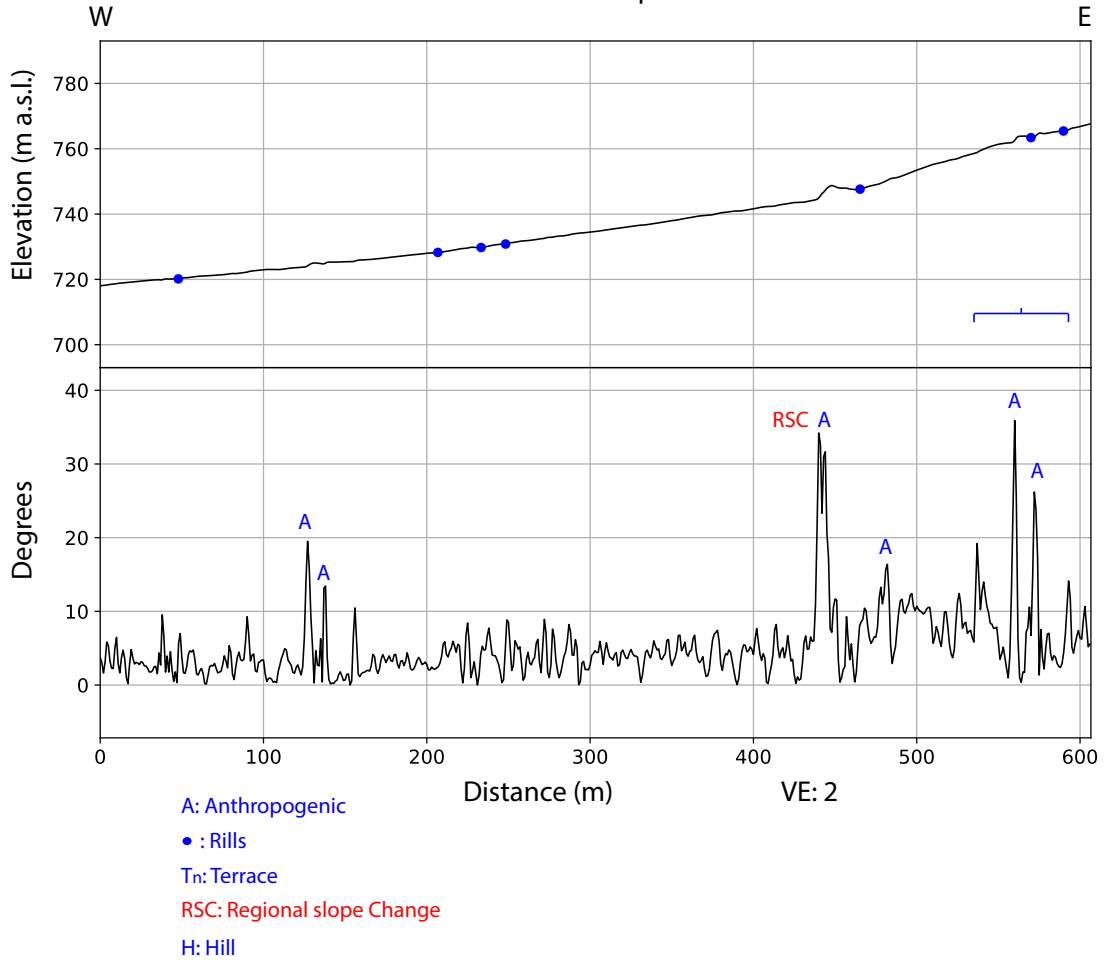
P296: South of Maipo river



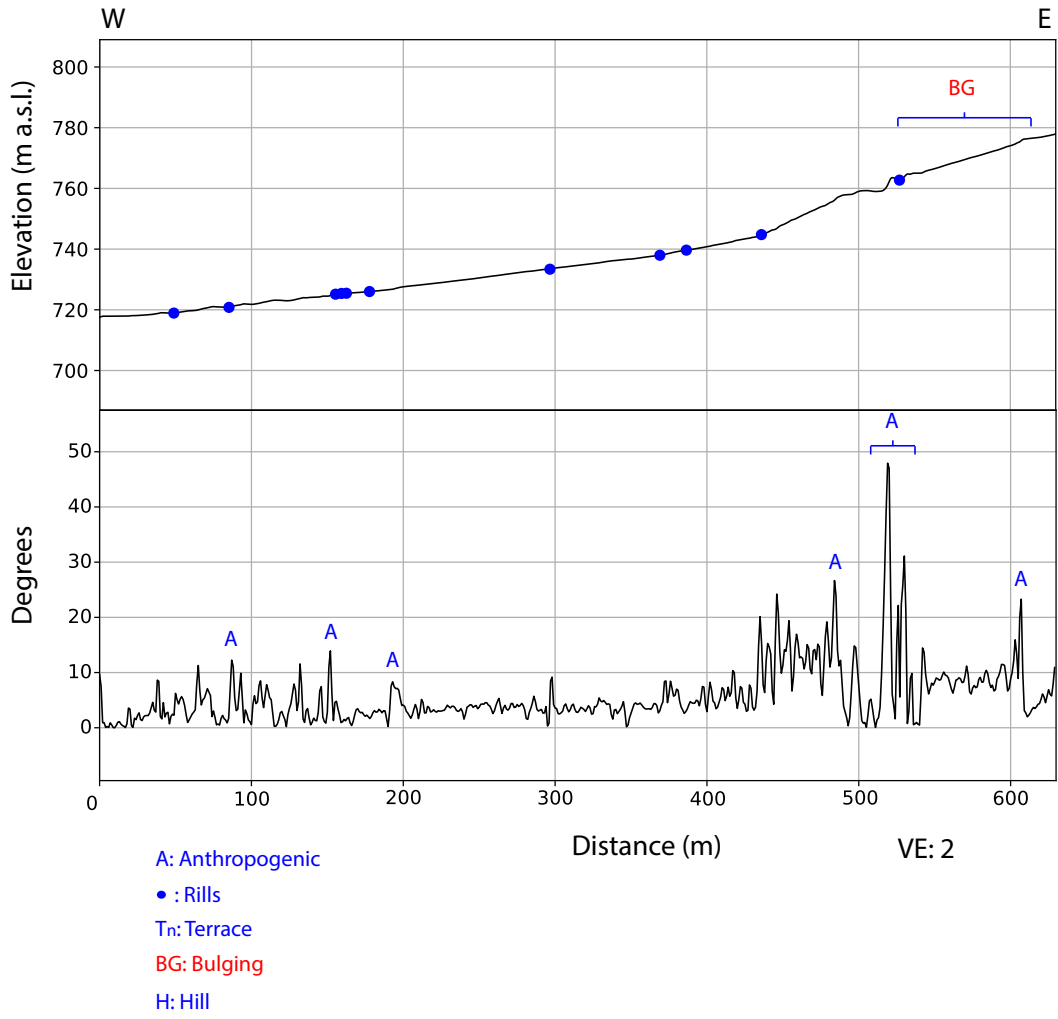
P297: South of Maipo river



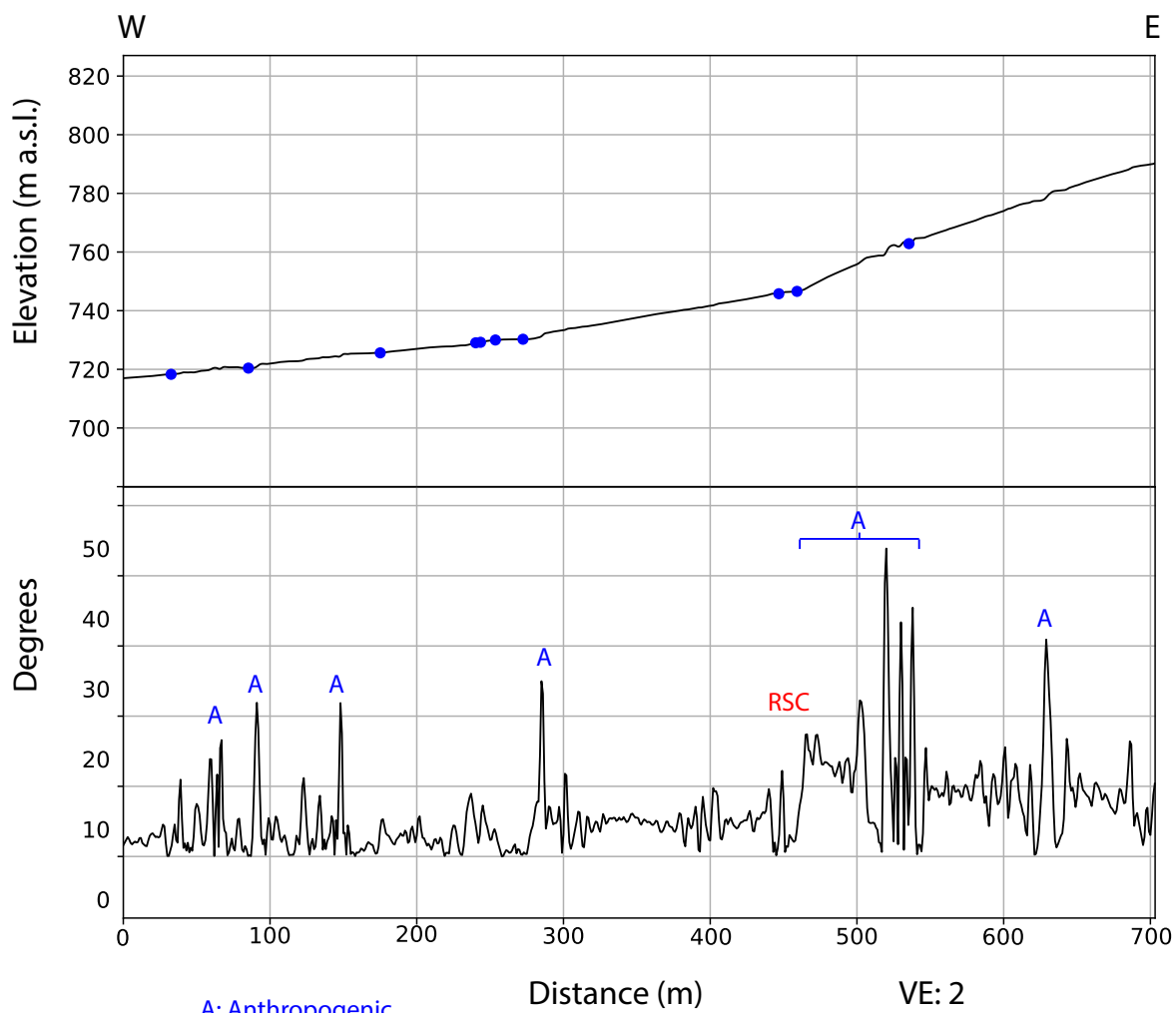
P299: South of Maipo river



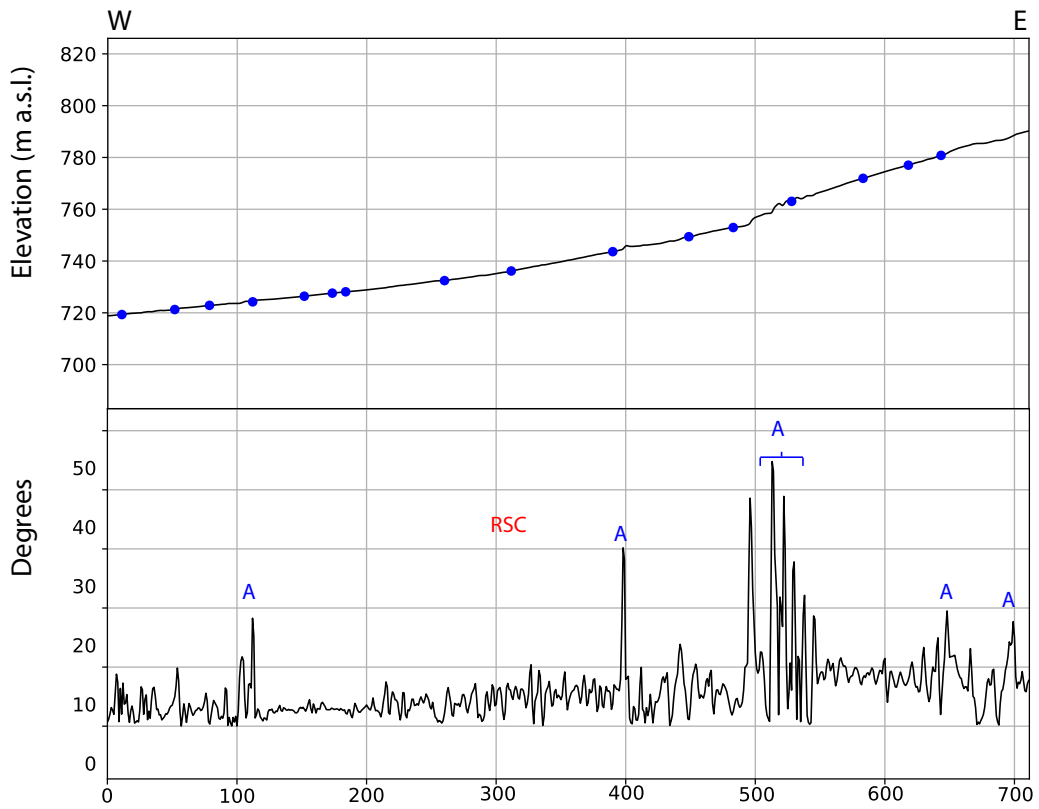
P300: South of Maipo river



P301: South of Maipo river



P302: North of Clarillo river

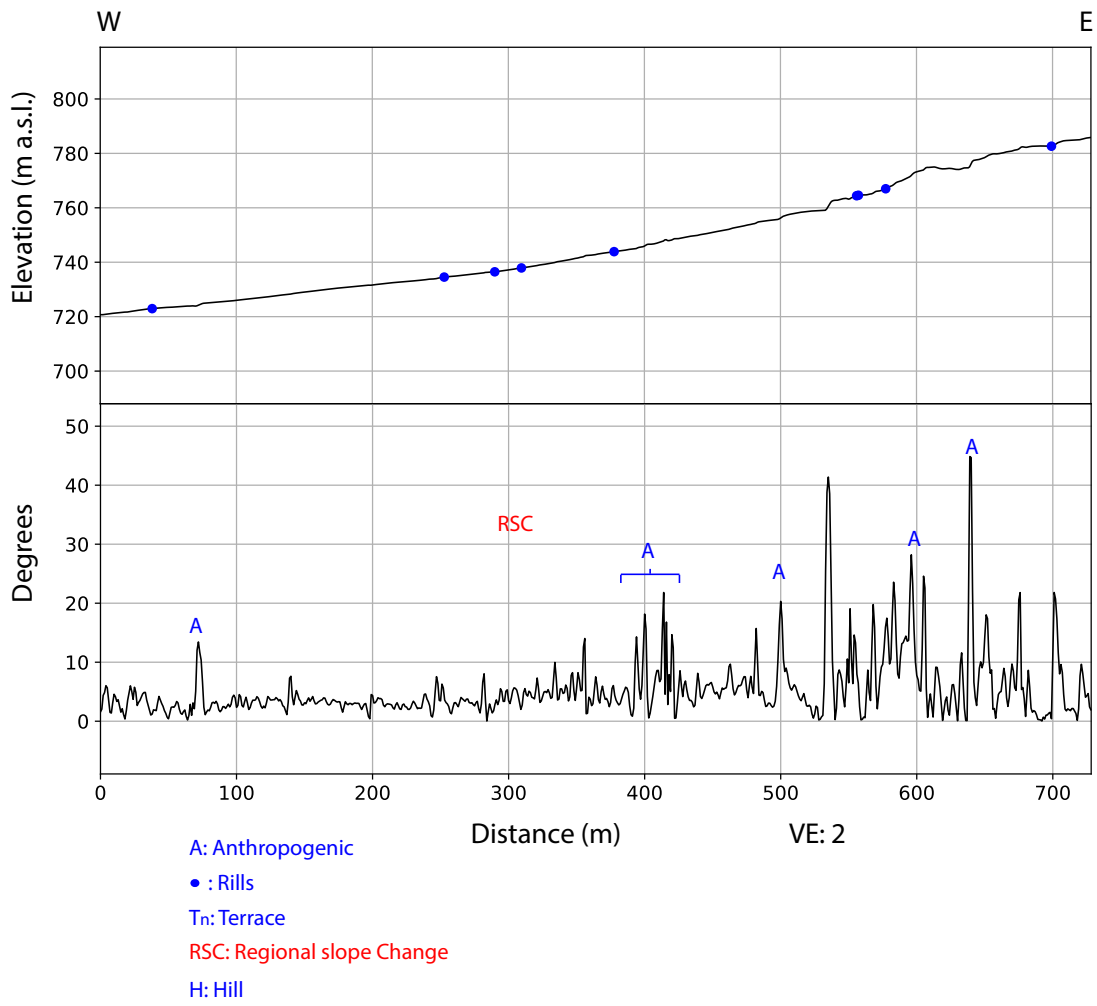


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

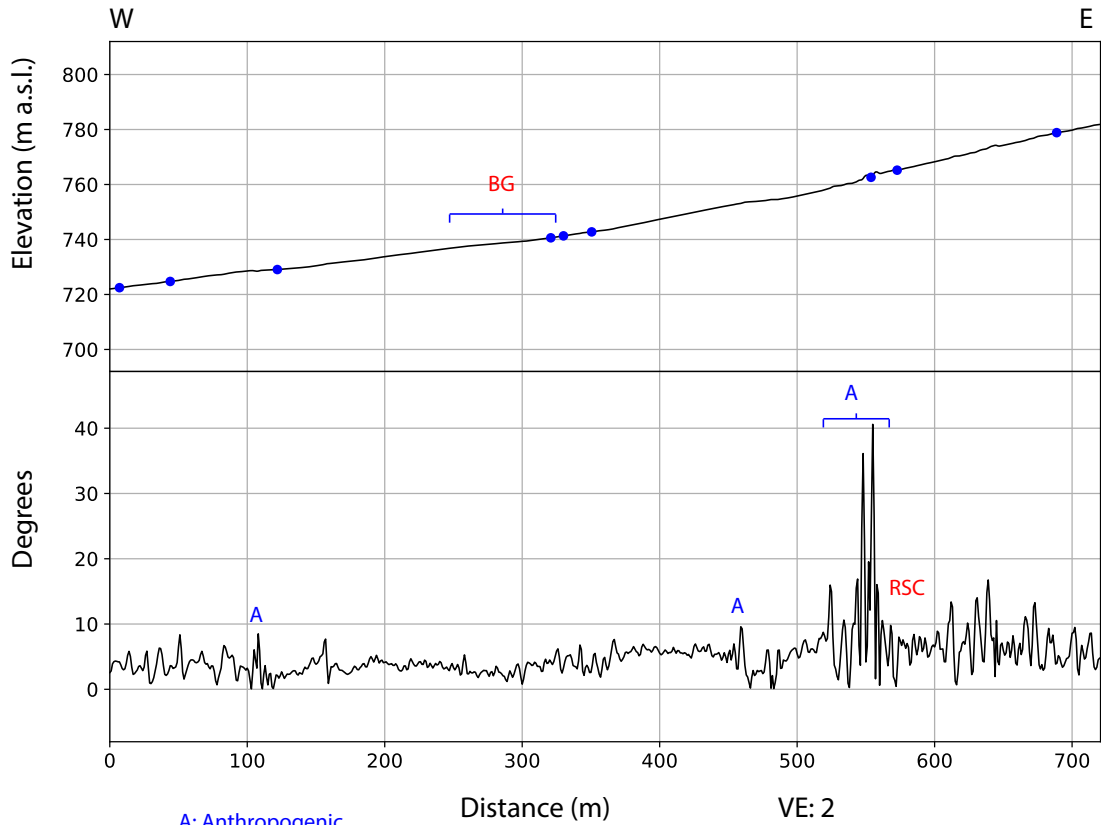
Distance (m)

VE: 2

P303: South of Maipo river

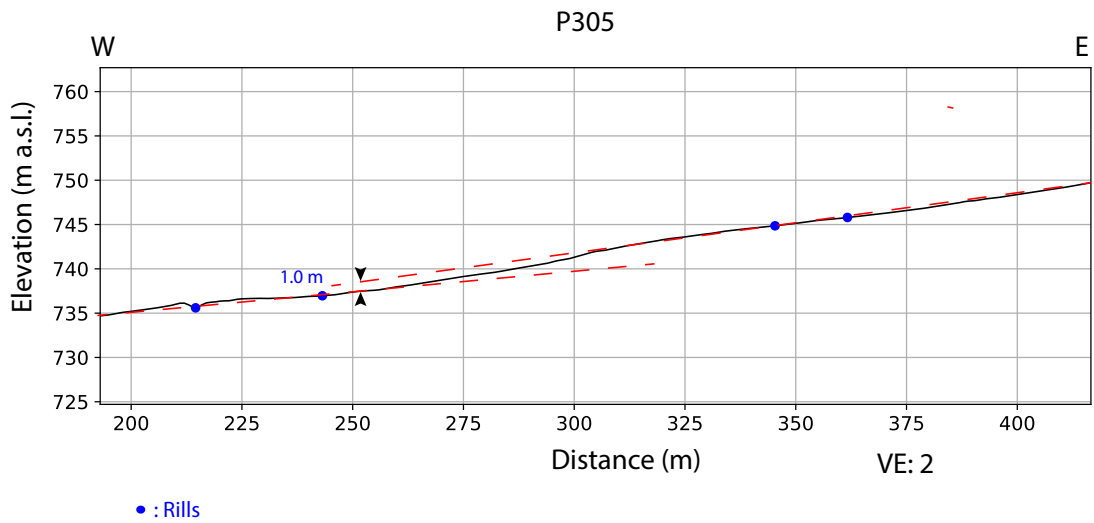
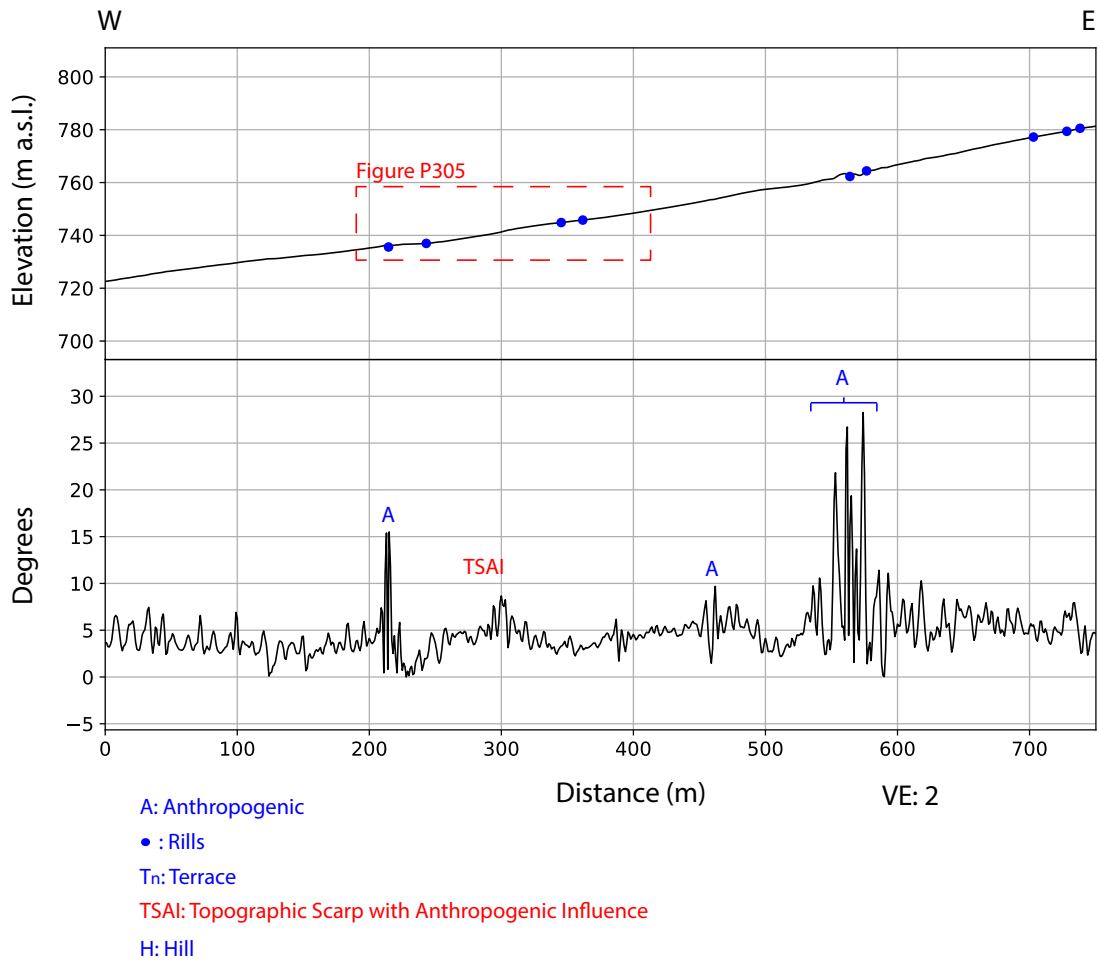


P304: South of Maipo river

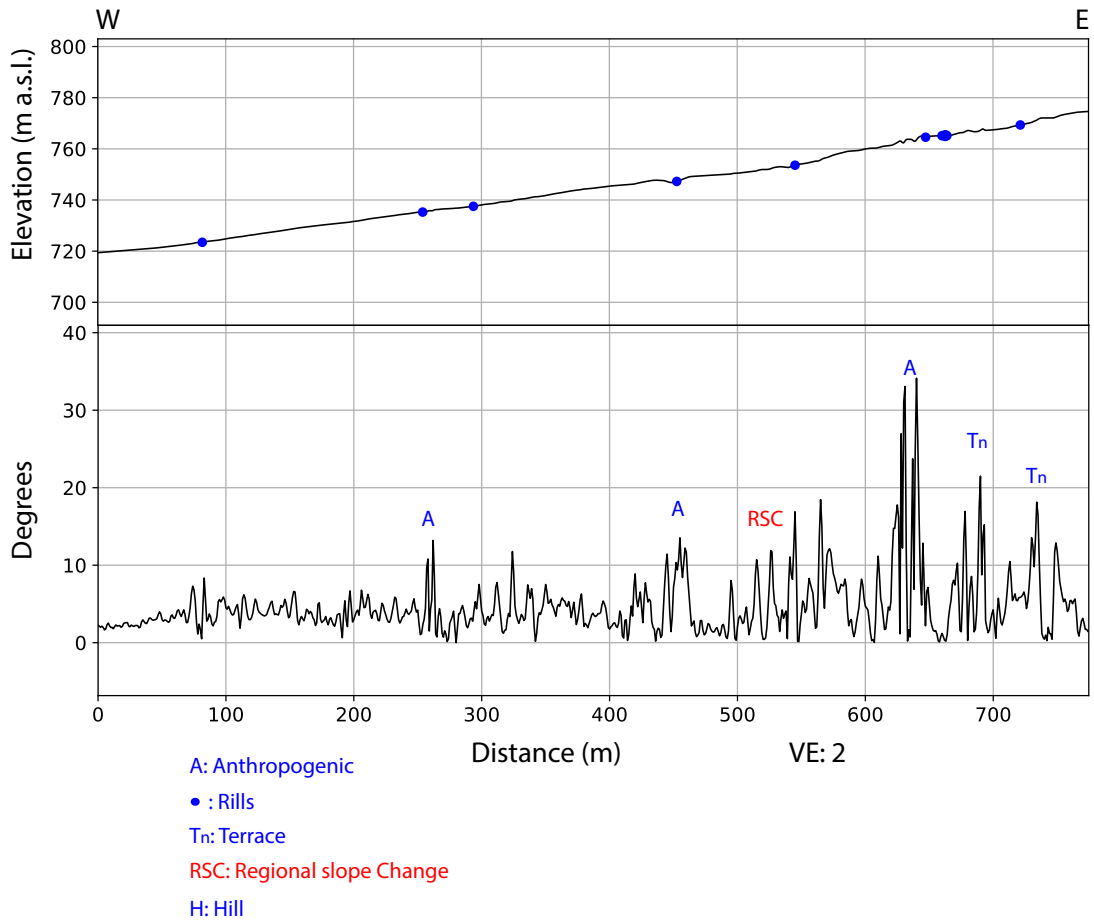


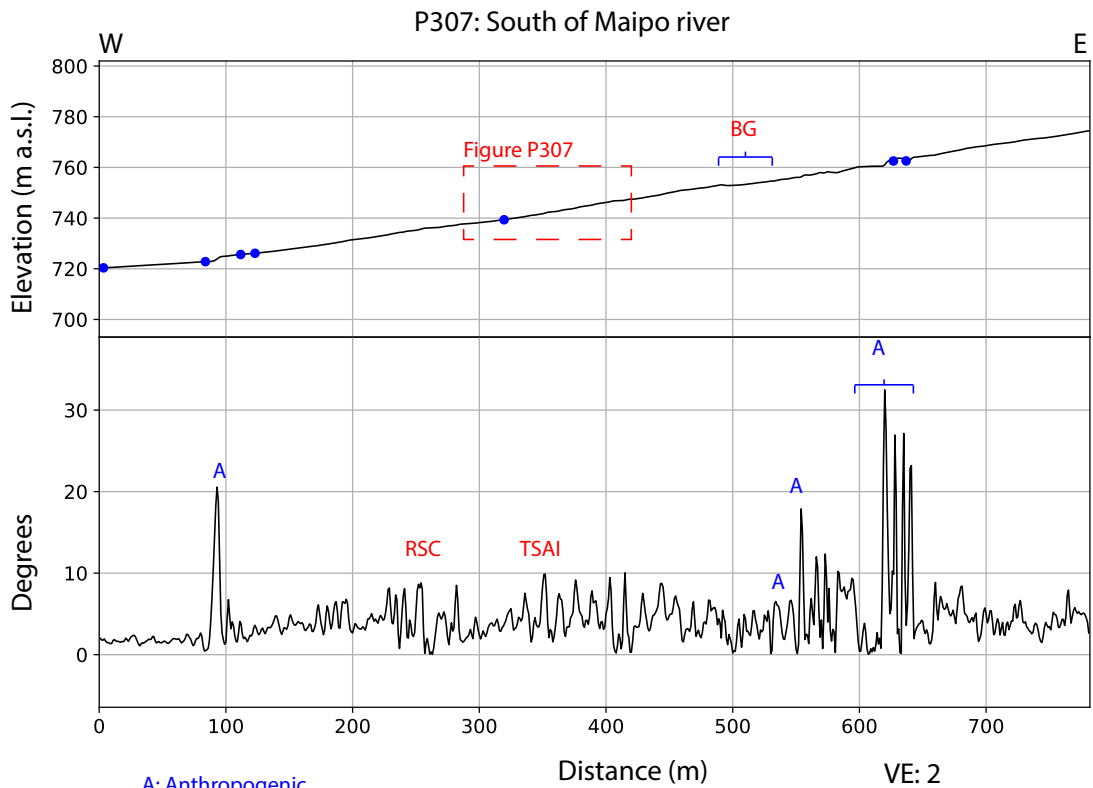
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill
- BG: Bulging

P305: South of Maipo river

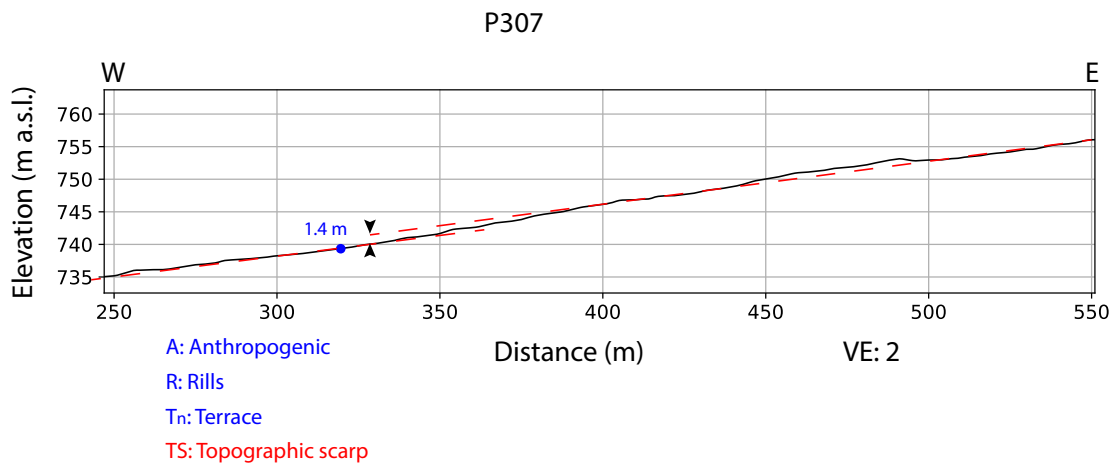


P306: South of Maipo river



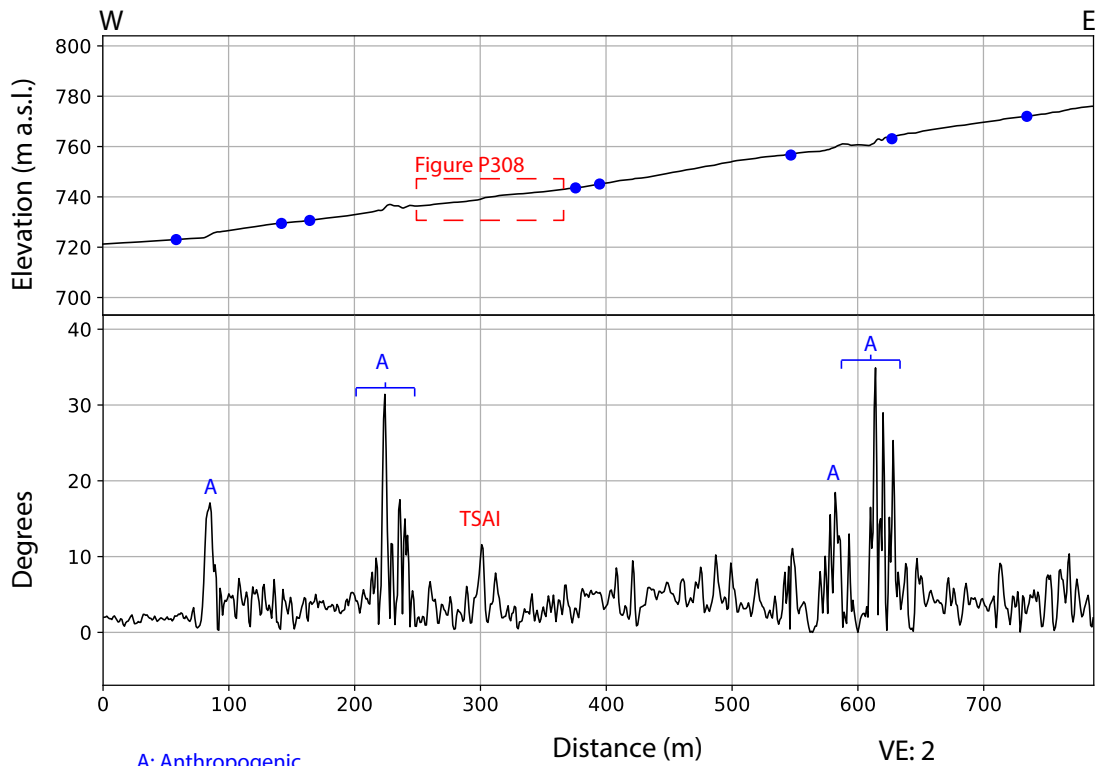


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill
- RSC: Regional slope Change
- BG: Bulging



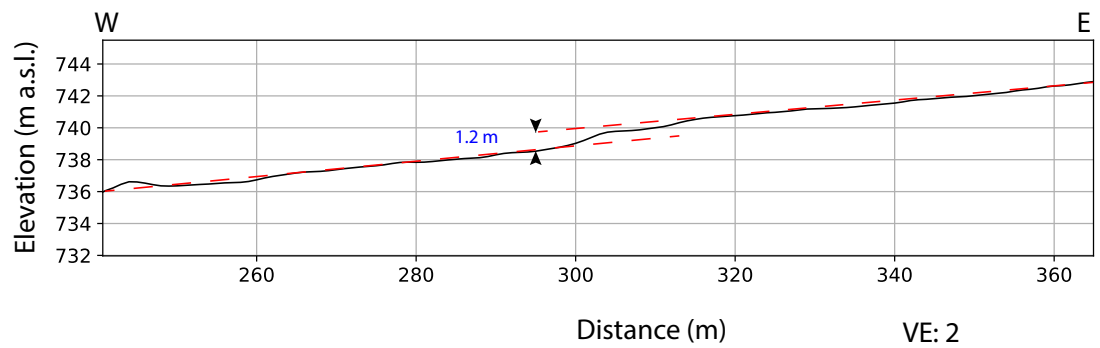
- A: Anthropogenic
- R: Rills
- Tn: Terrace
- TS: Topographic scarp

P308: South of Maipo river



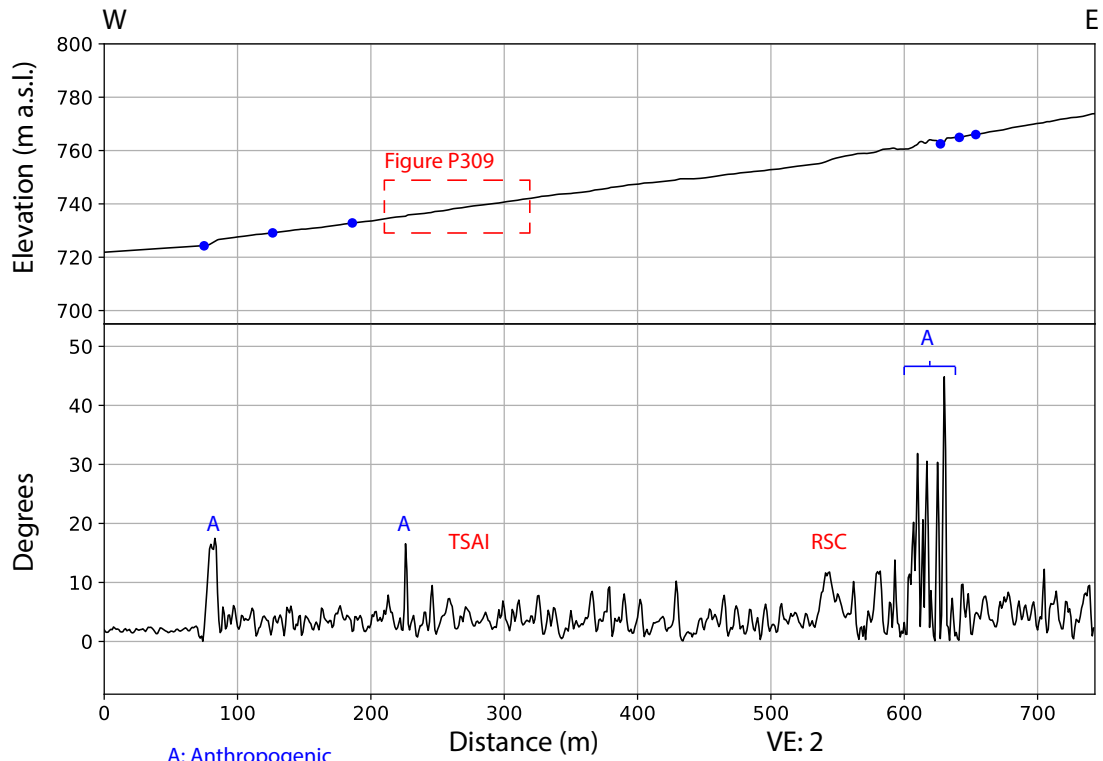
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill

P308



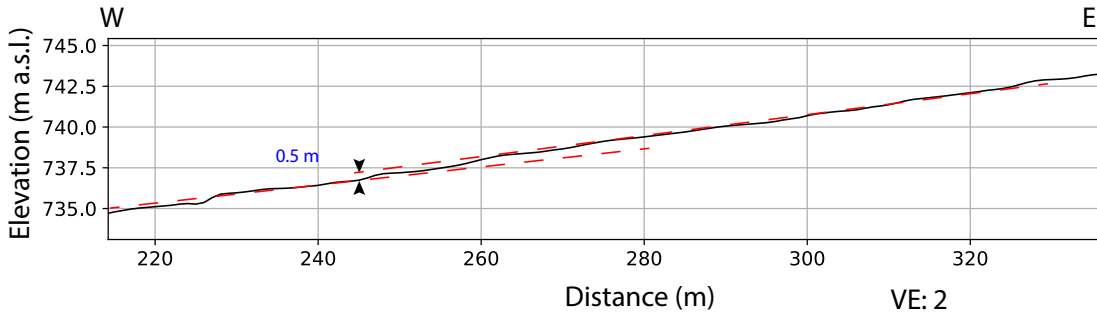
- : Rills

P309: South of Maipo river

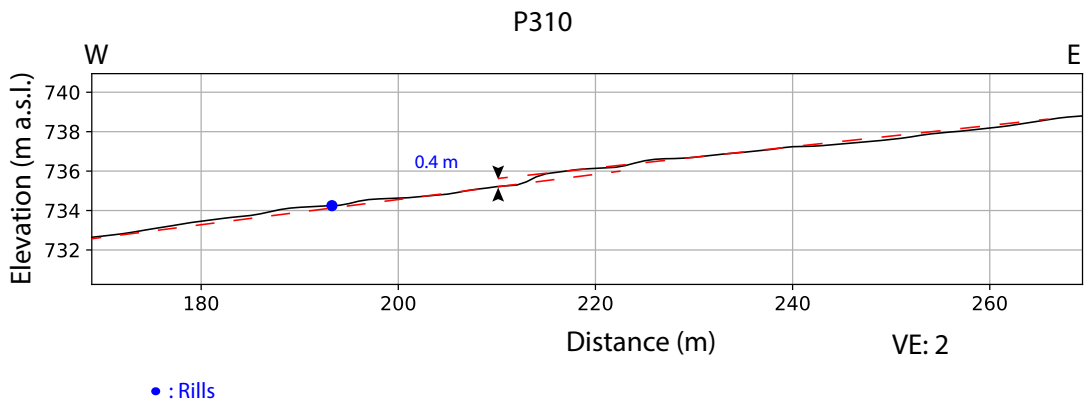
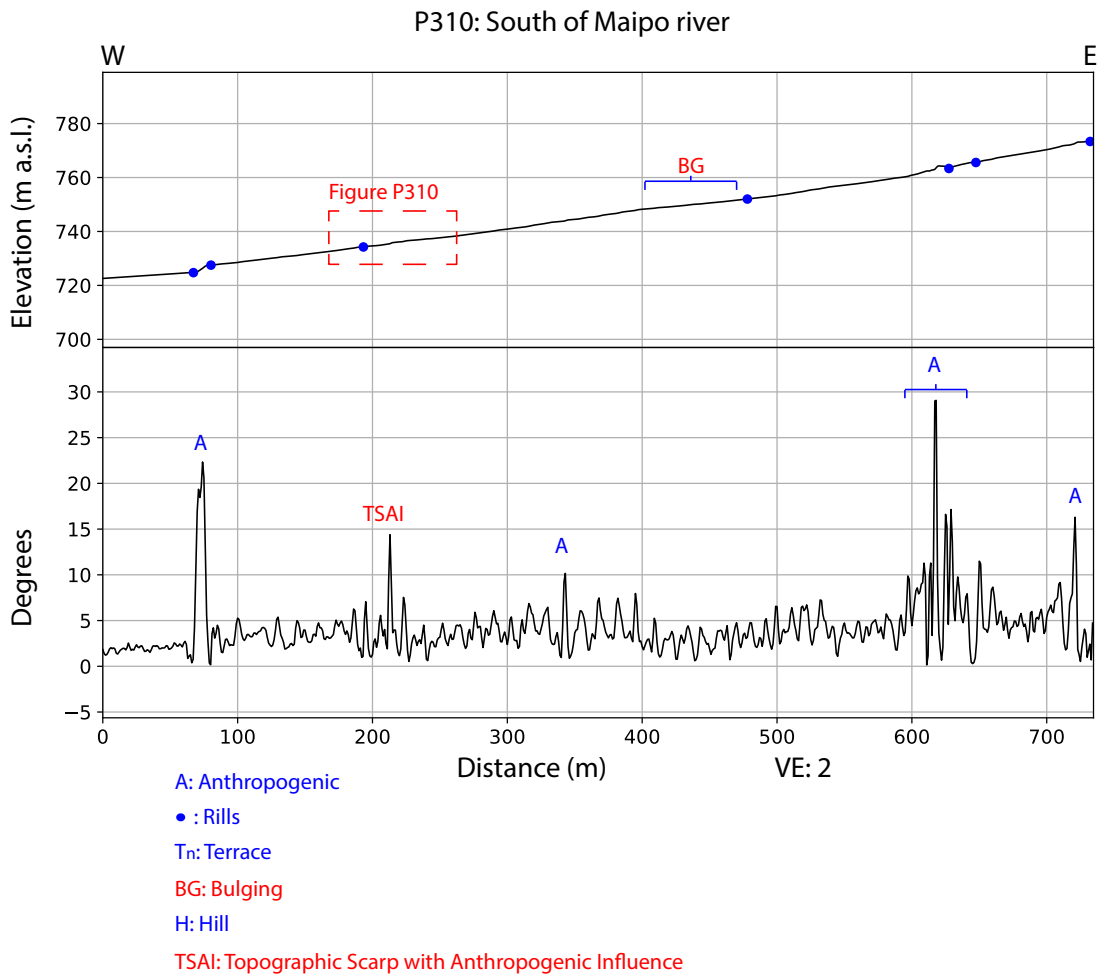


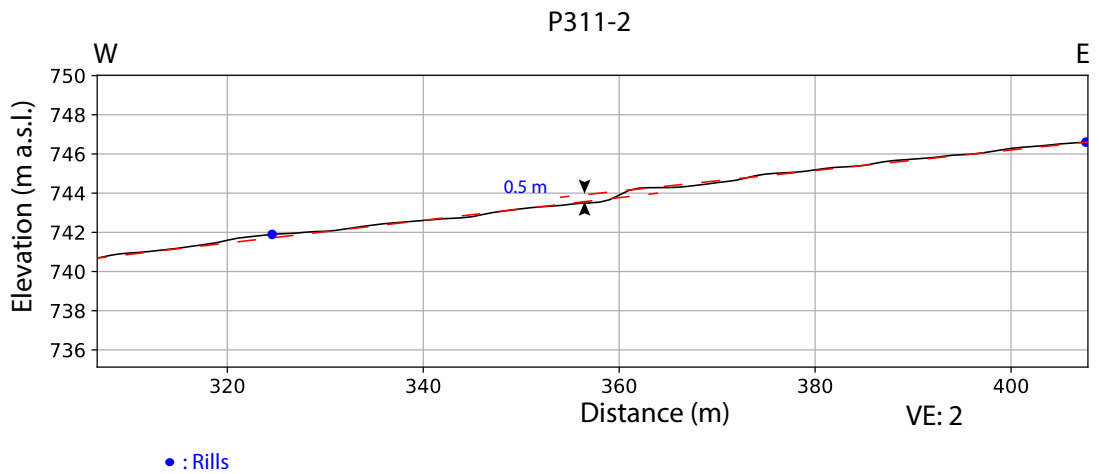
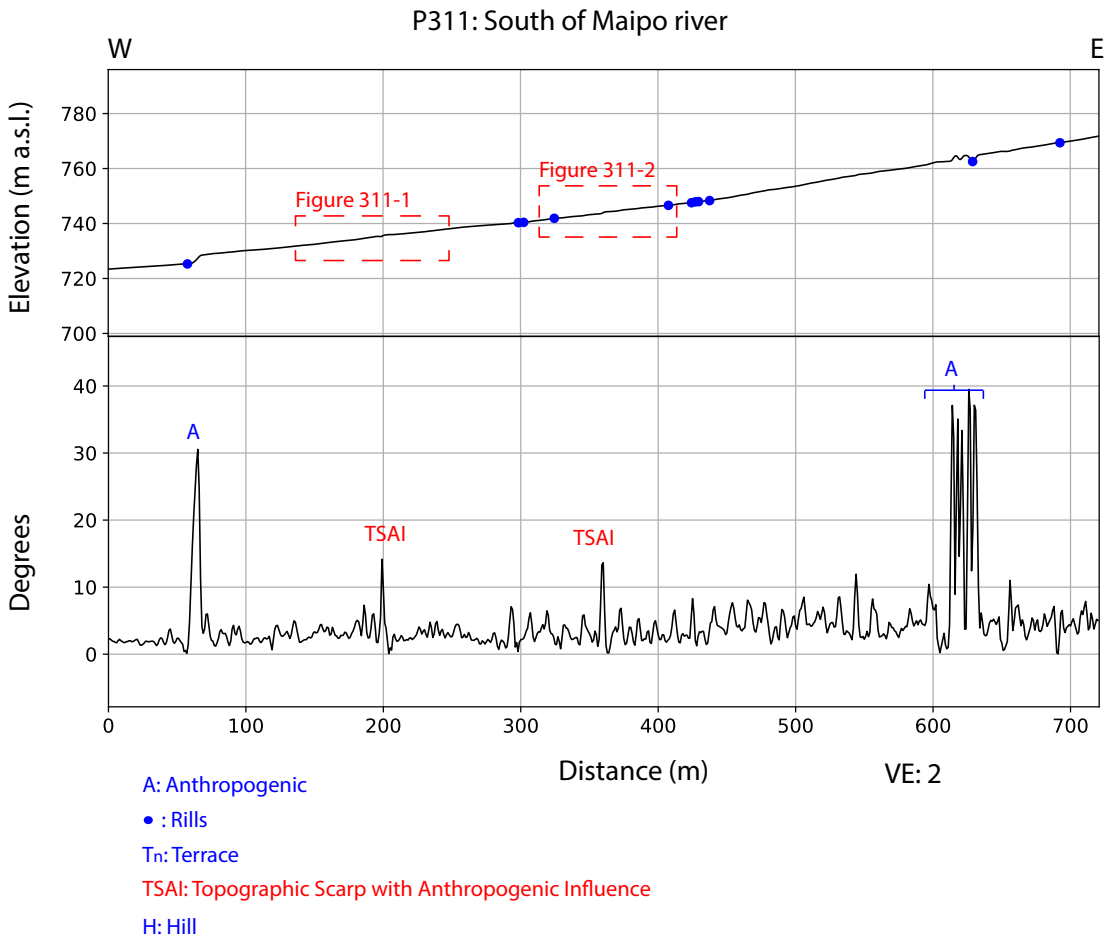
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill
- TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

P309

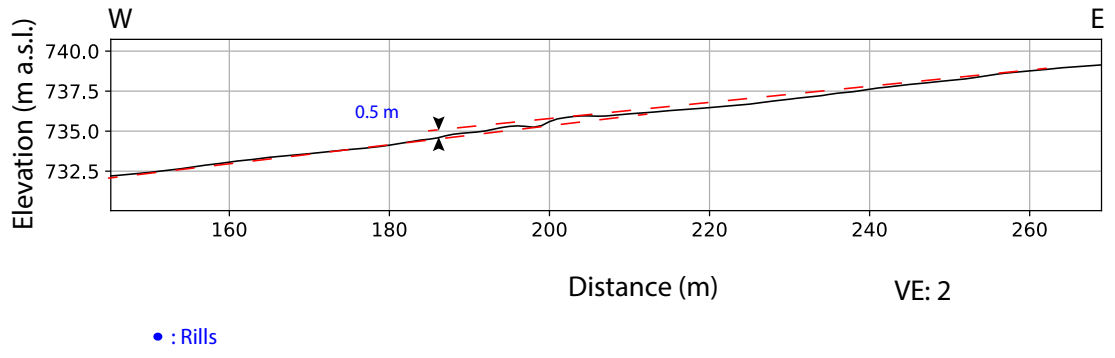


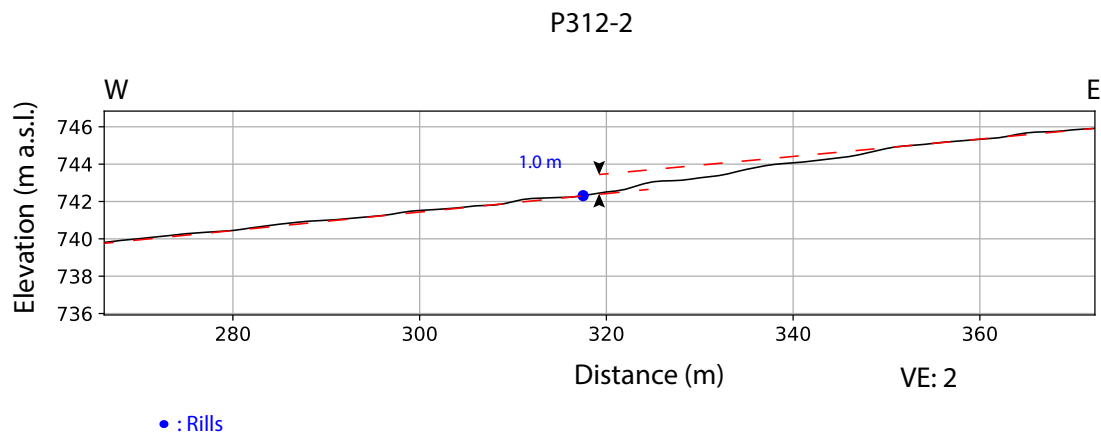
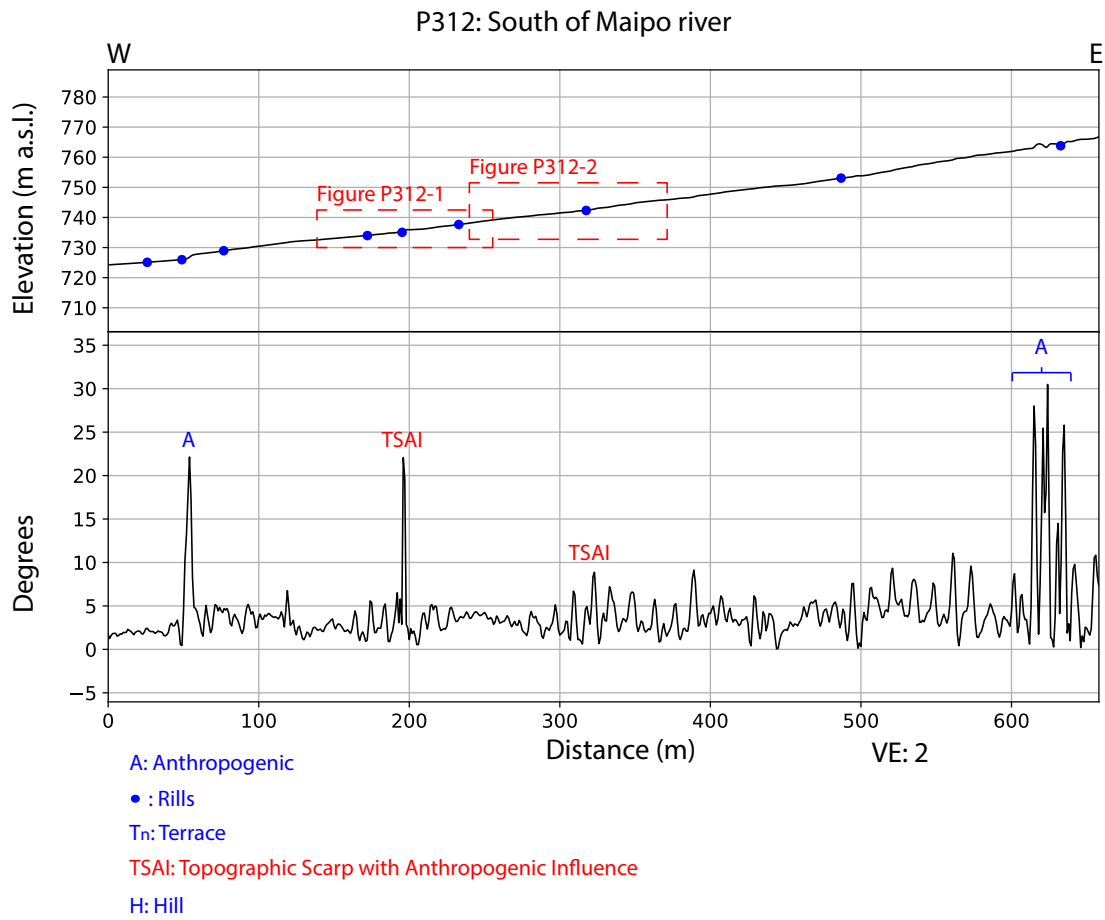
- : Rills

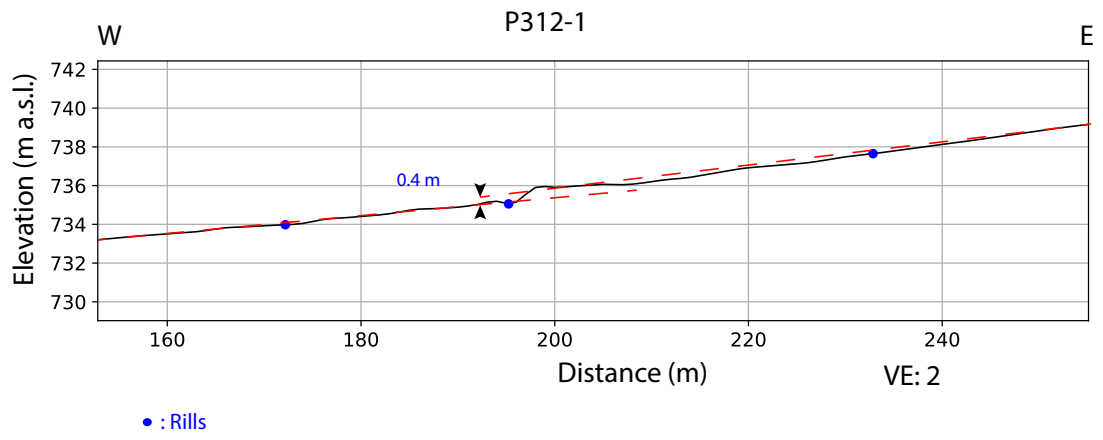


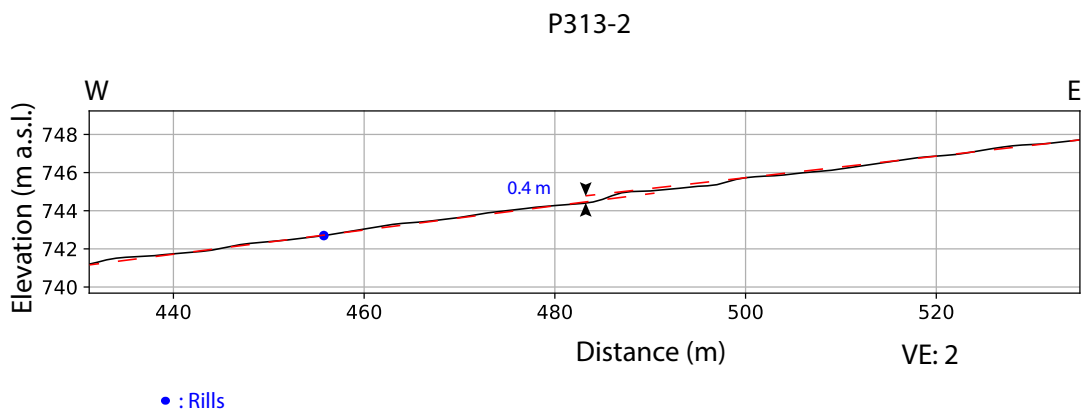
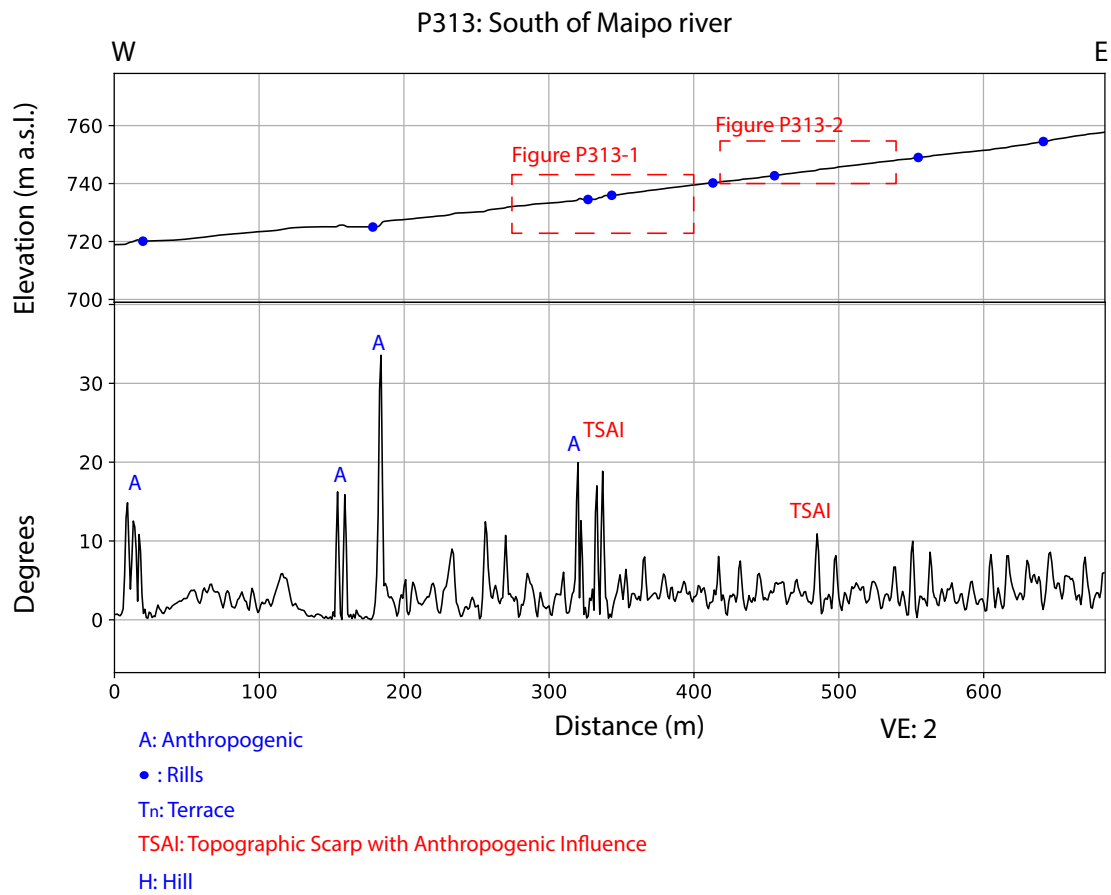


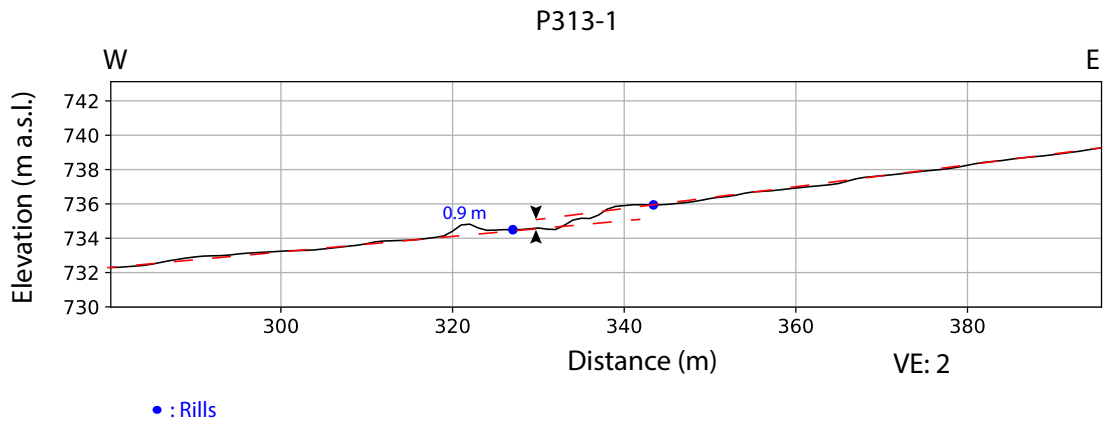
P311-1



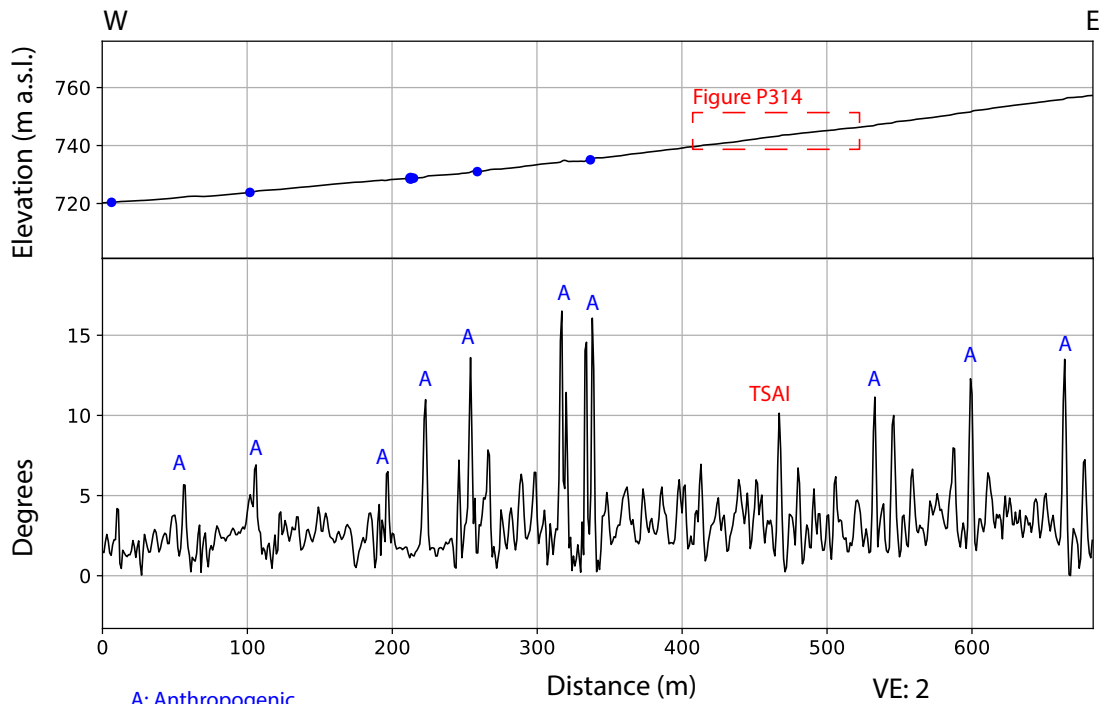




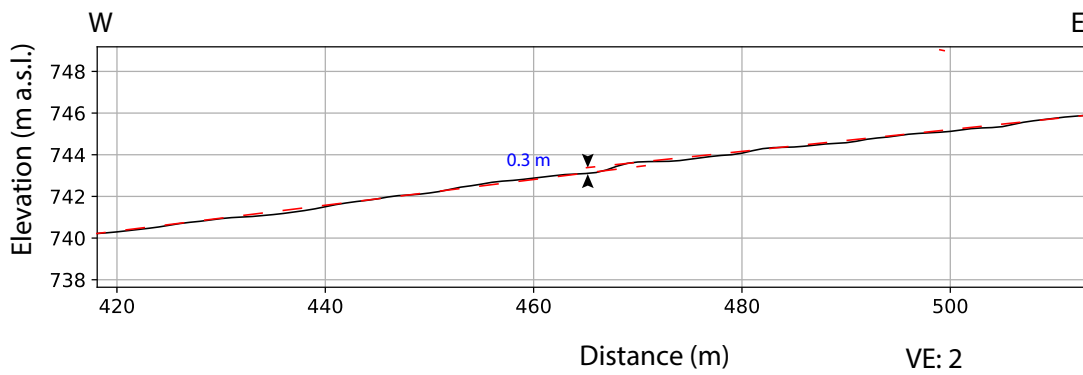


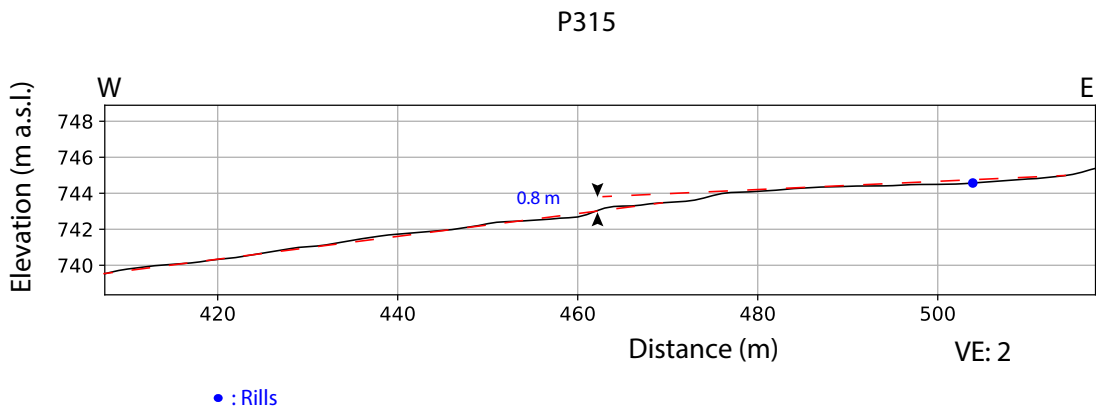
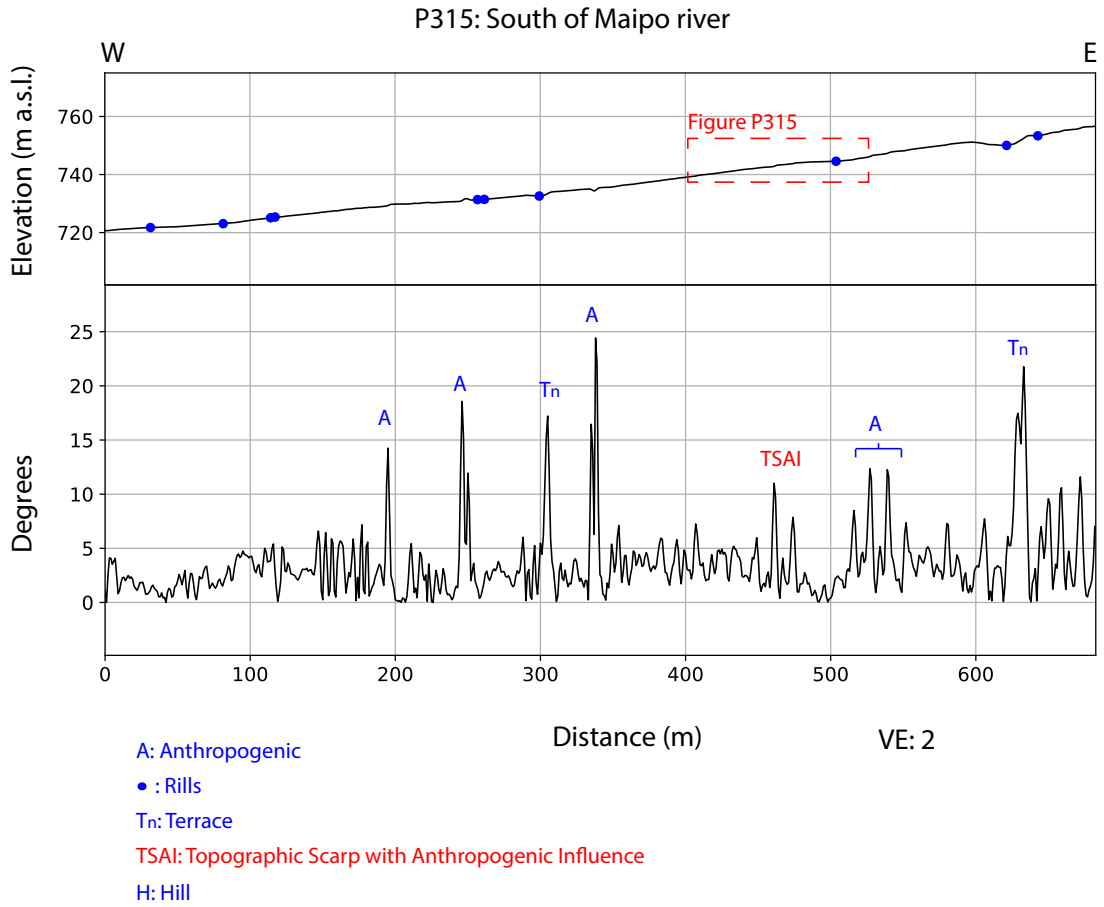


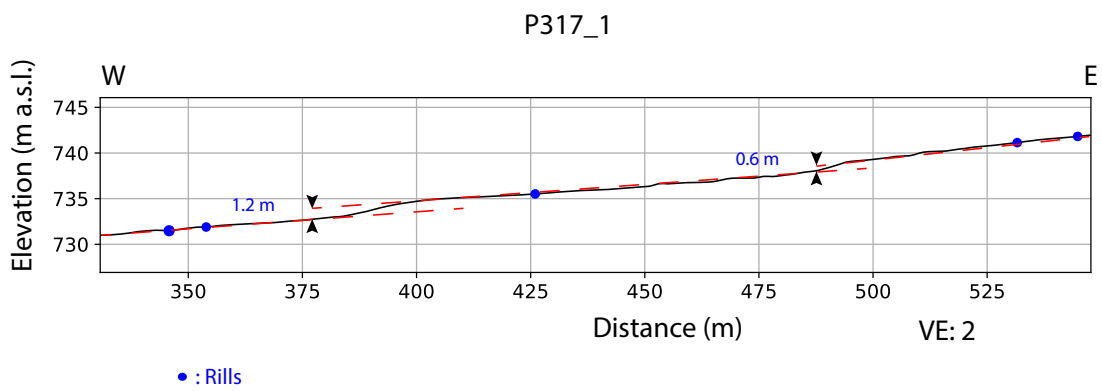
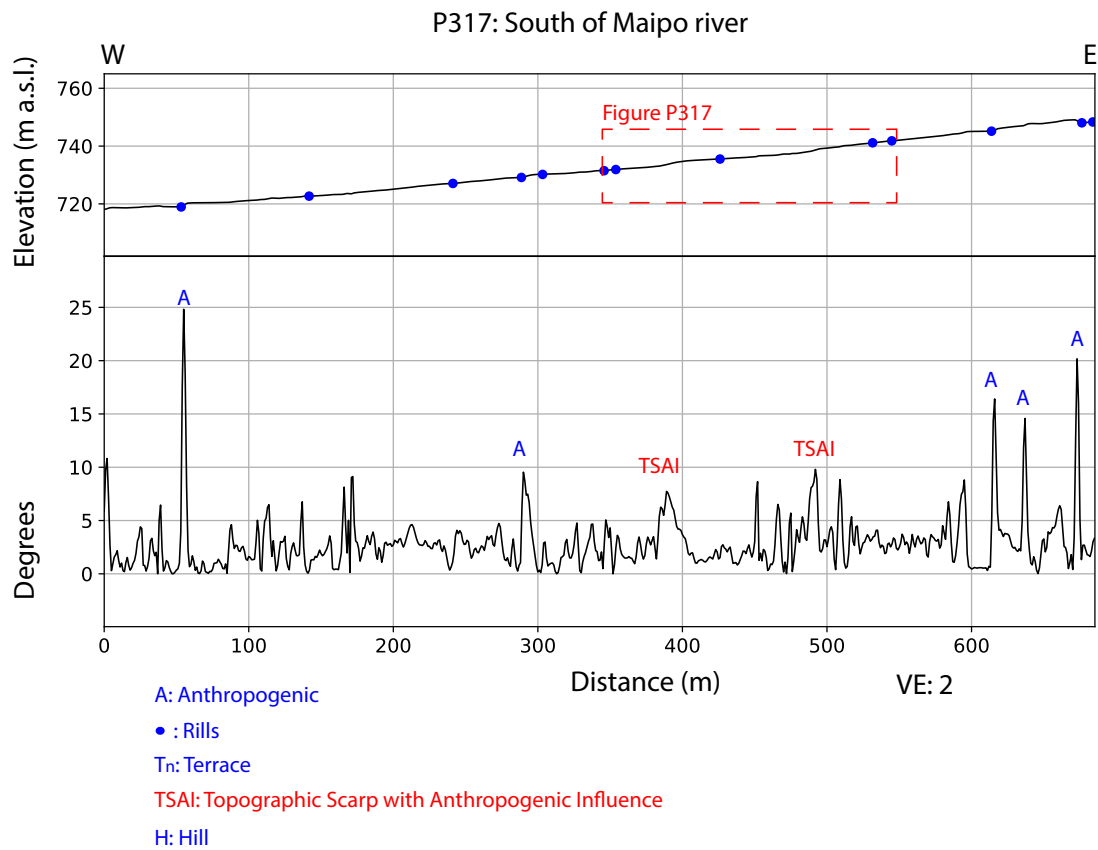
P314: South of Maipo river

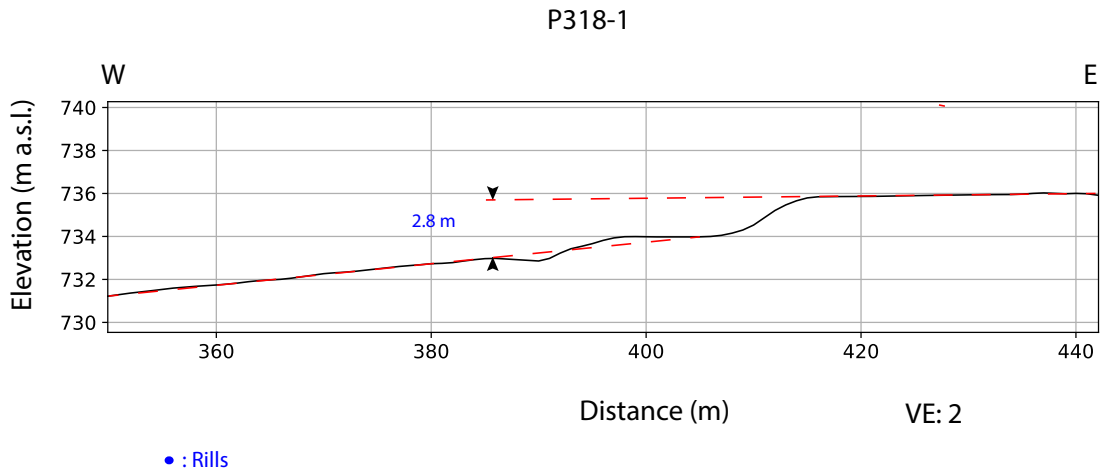
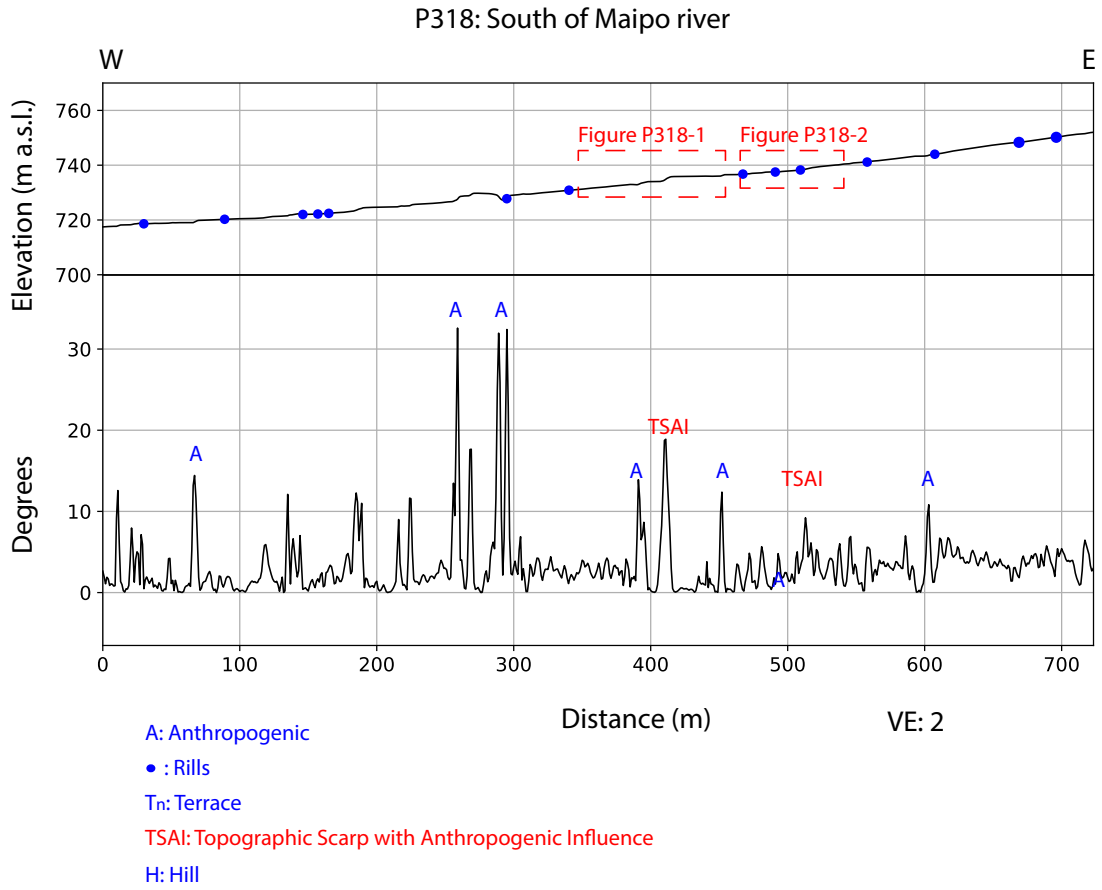


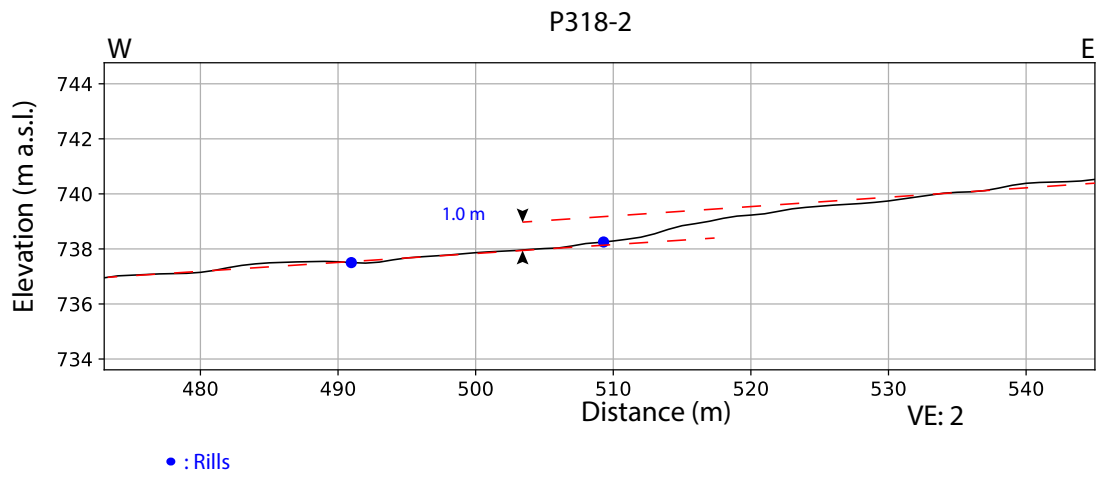
P314



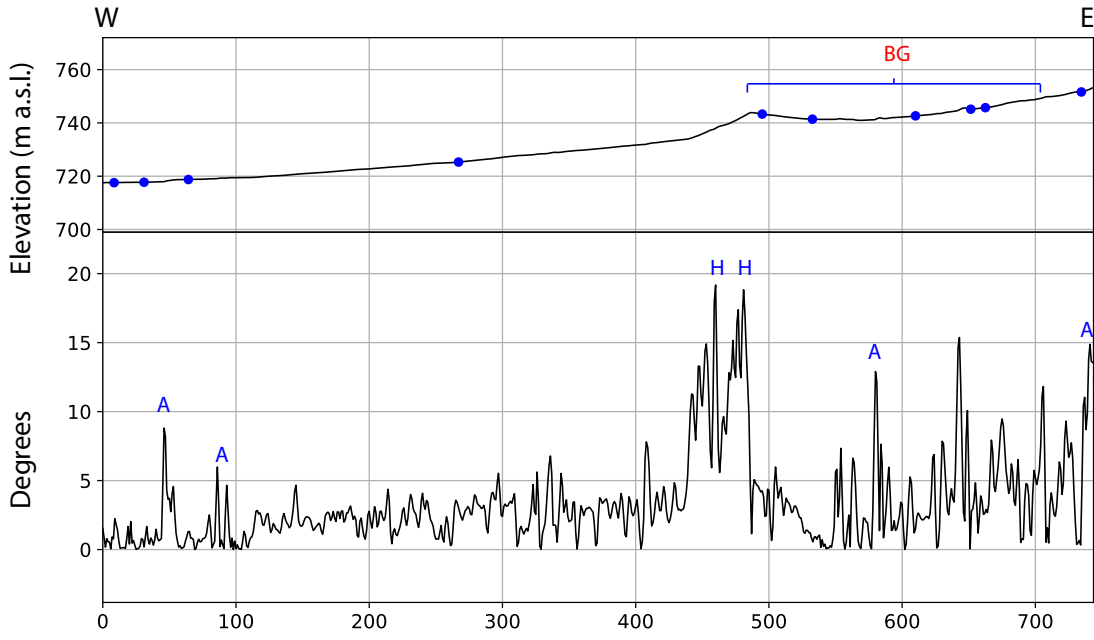








P319: South of Maipo river



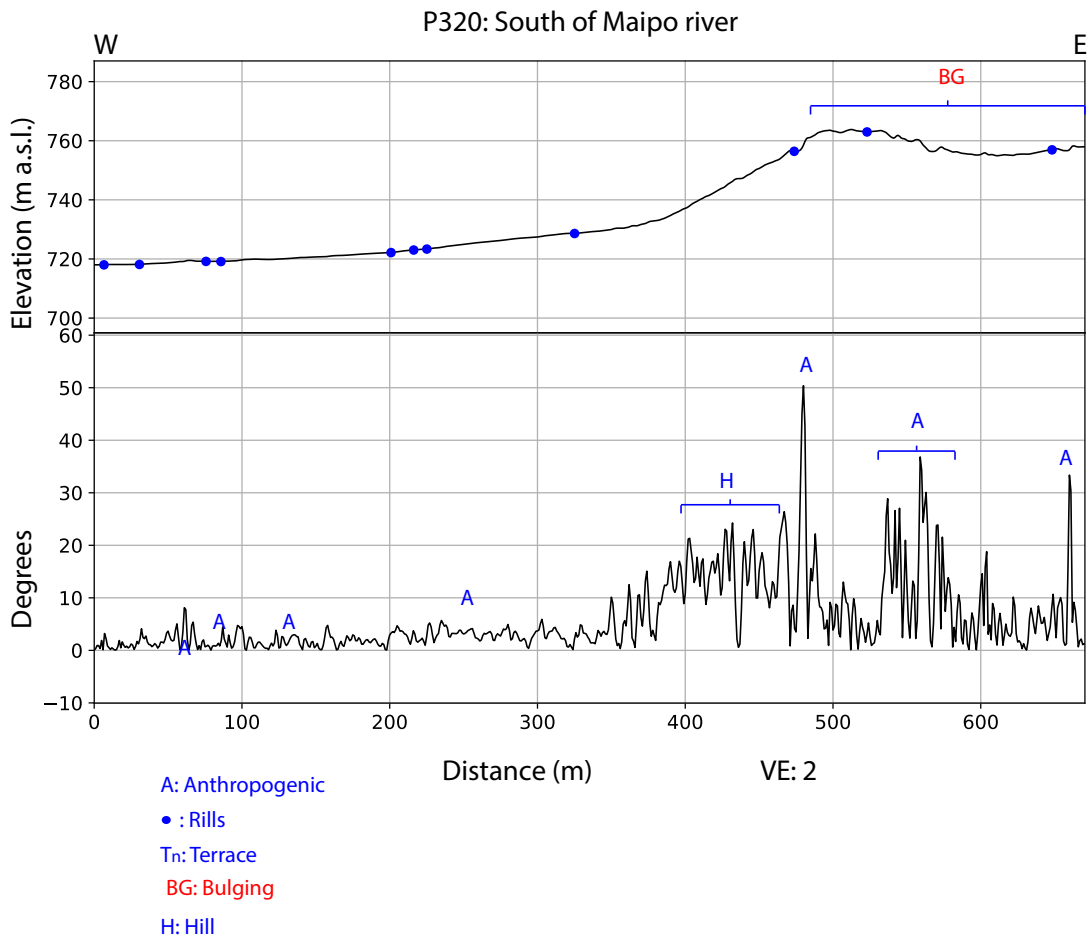
A: Anthropogenic

• : Rills

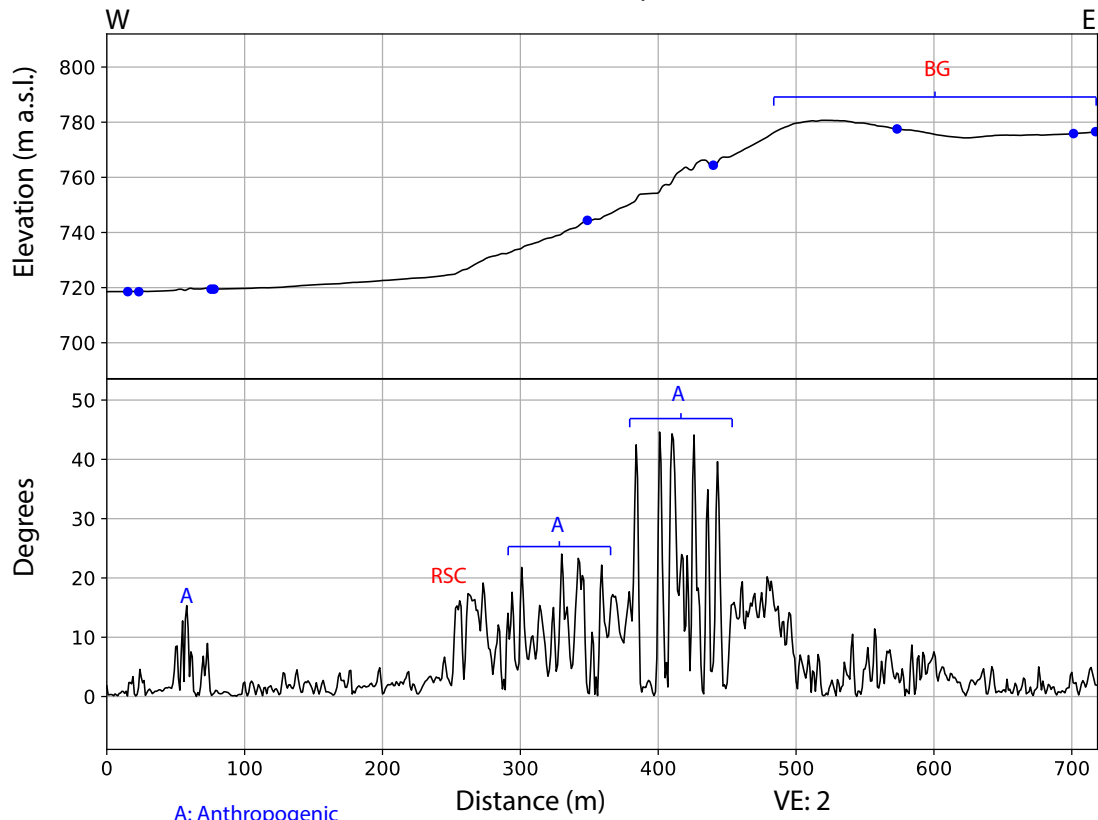
Tn: Terrace

BG: Bulging

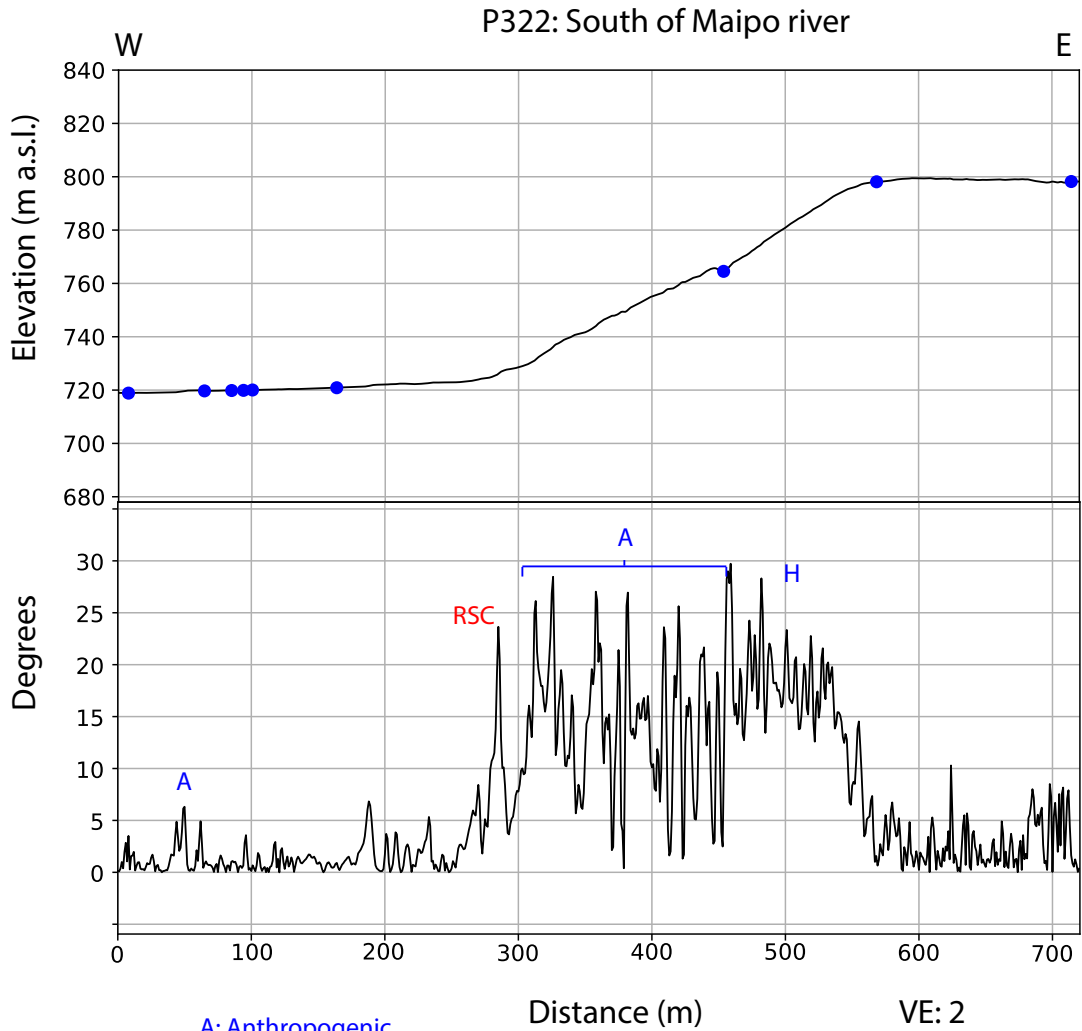
H: Hill



P321: South of Maipo river



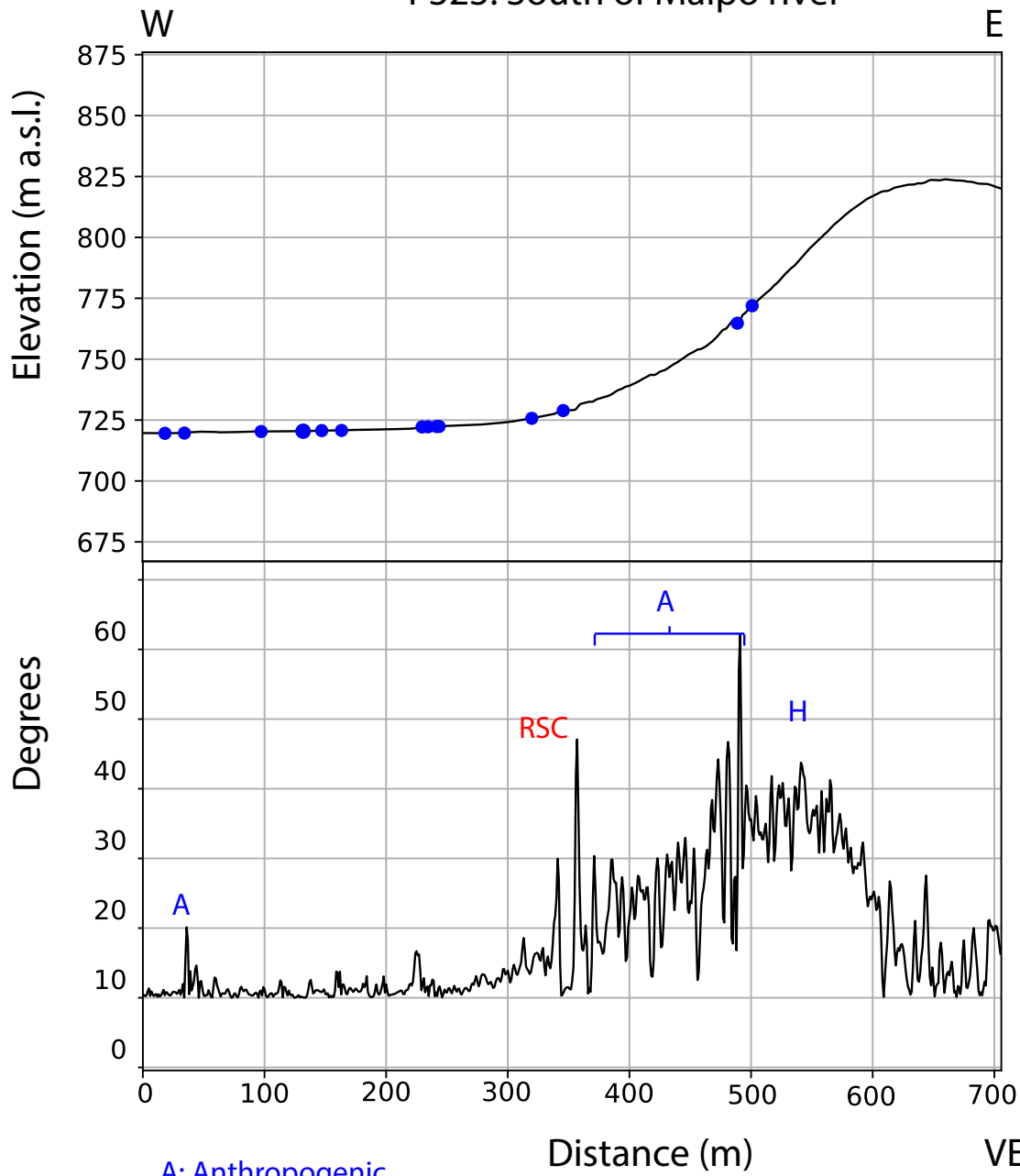
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill
- BG: Bulging



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

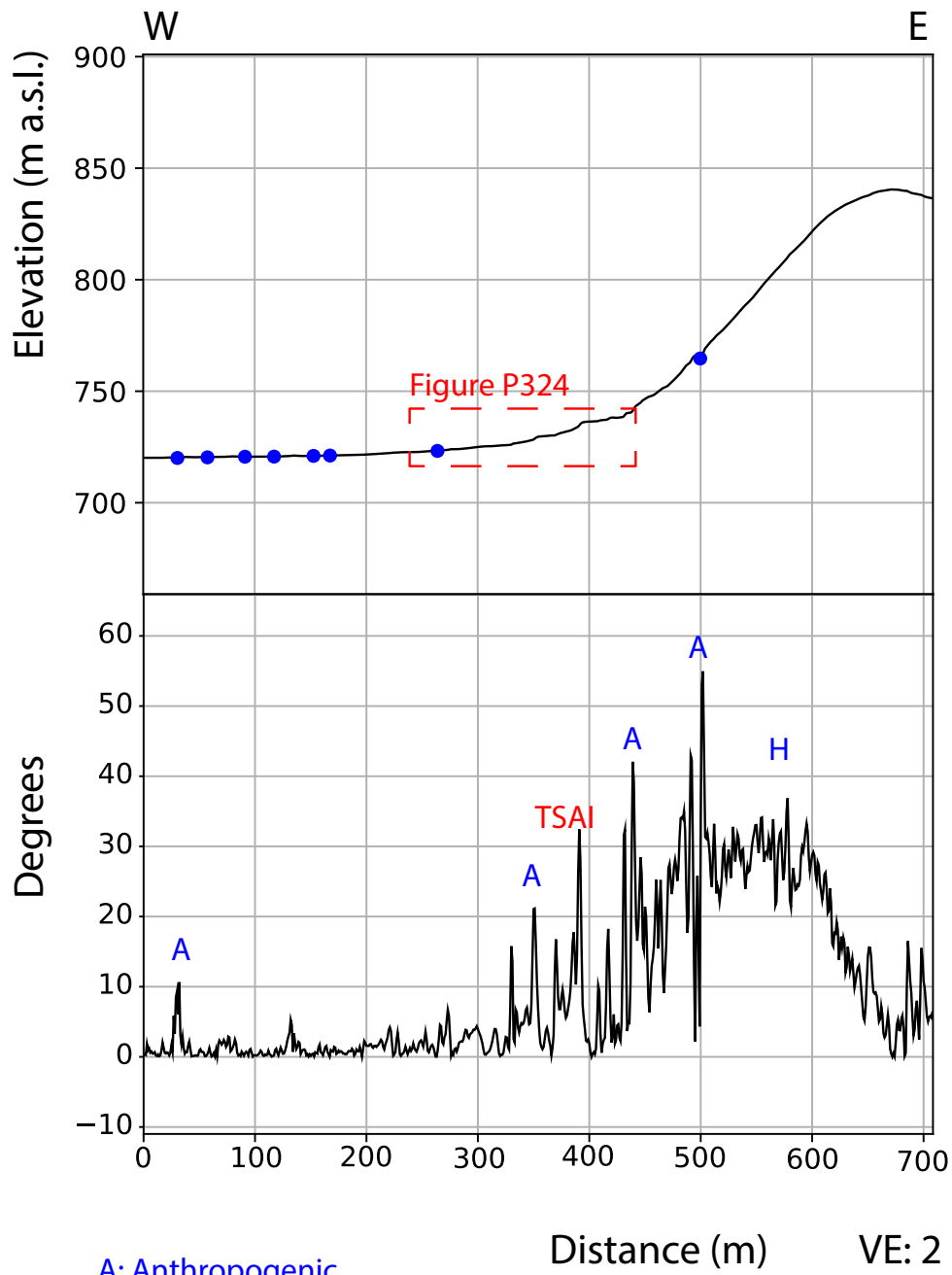
VE: 2

P323: South of Maipo river



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P324: South of Maipo river



A: Anthropogenic

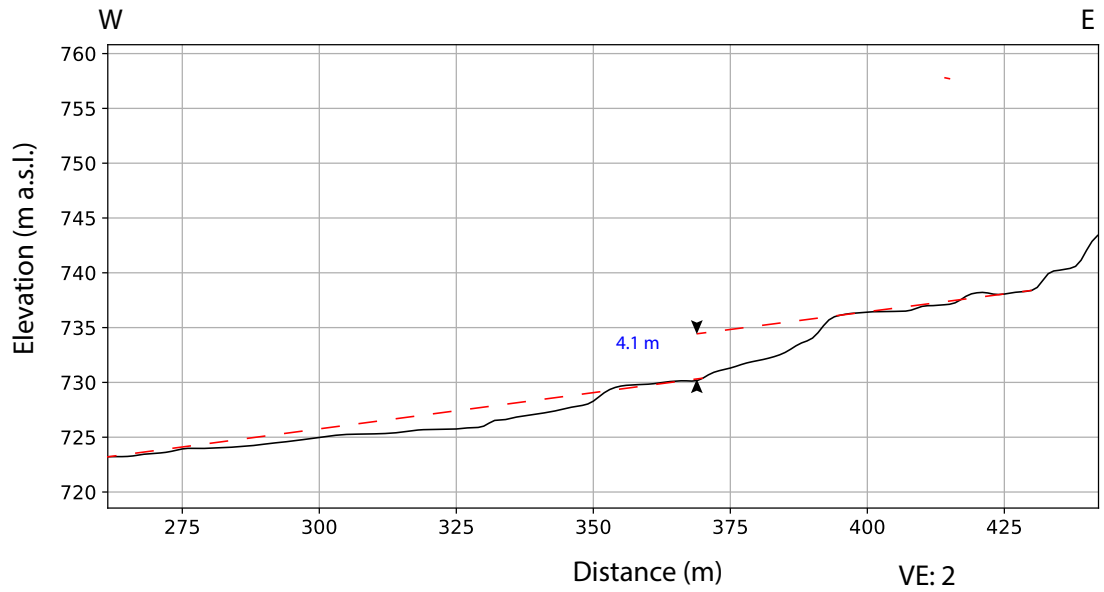
• : Rills

Tn: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

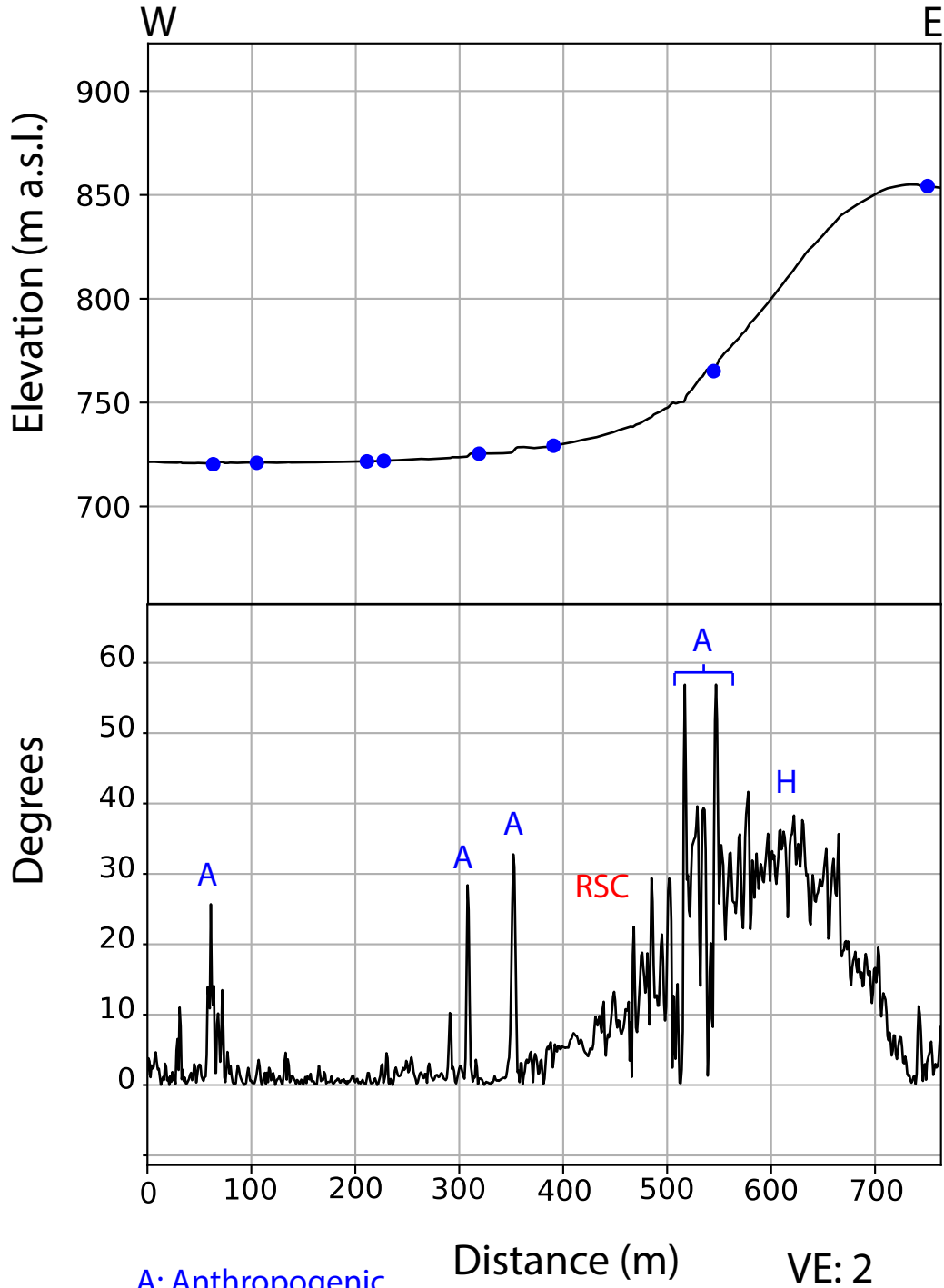
P324



• : Rills

VE: 2

P325: South of Maipo river



A: Anthropogenic

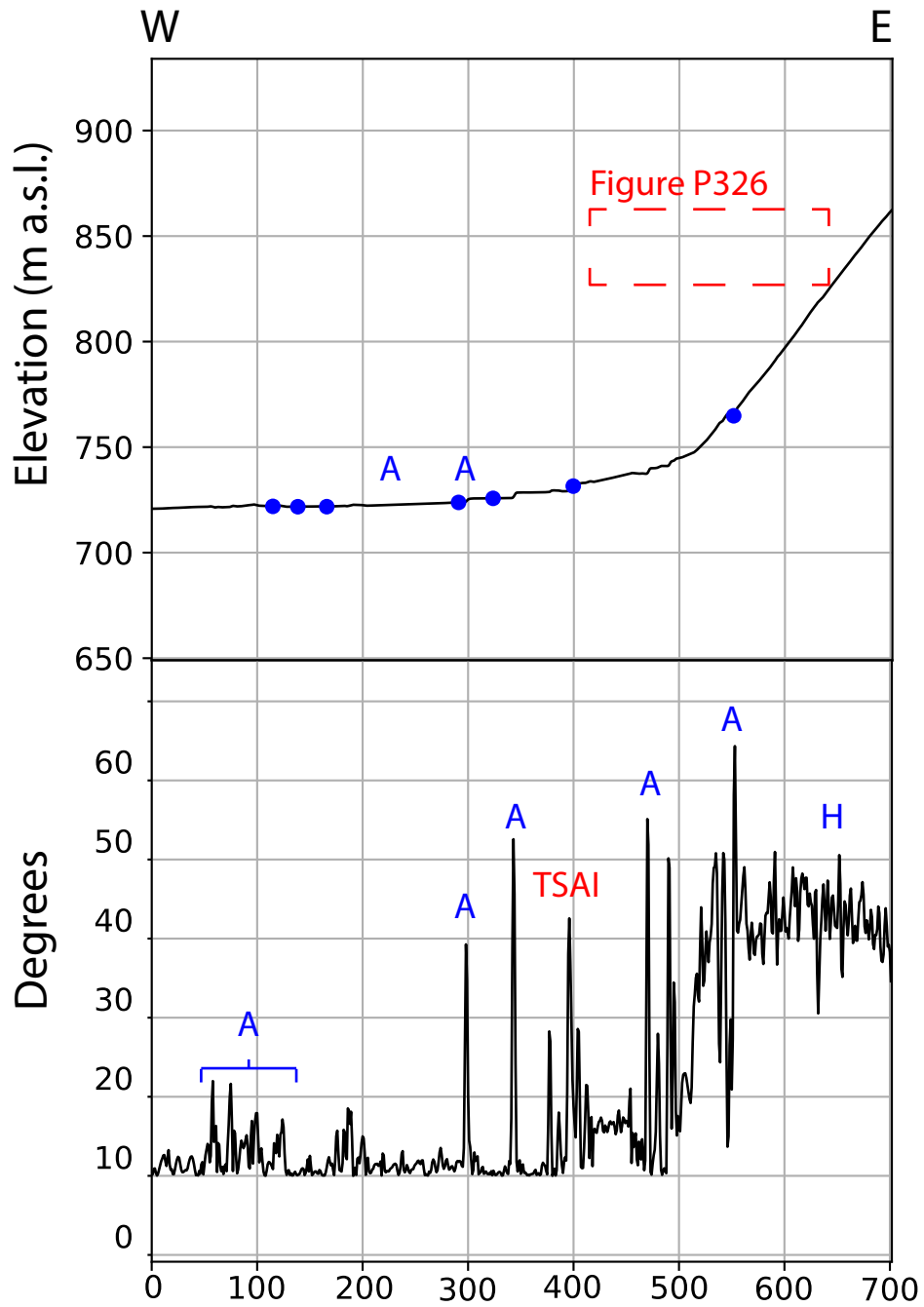
• : Rills

Tn: Terrace

RSC: Regional slope Change

H: Hill

P326: South of Maipo river



A: Anthropogenic

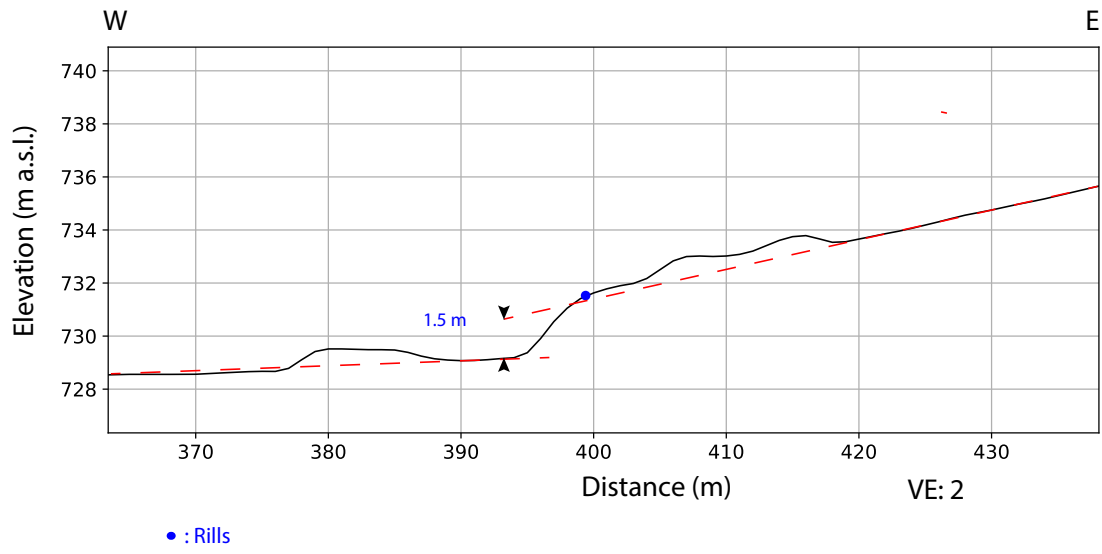
• : Rills

Tn: Terrace

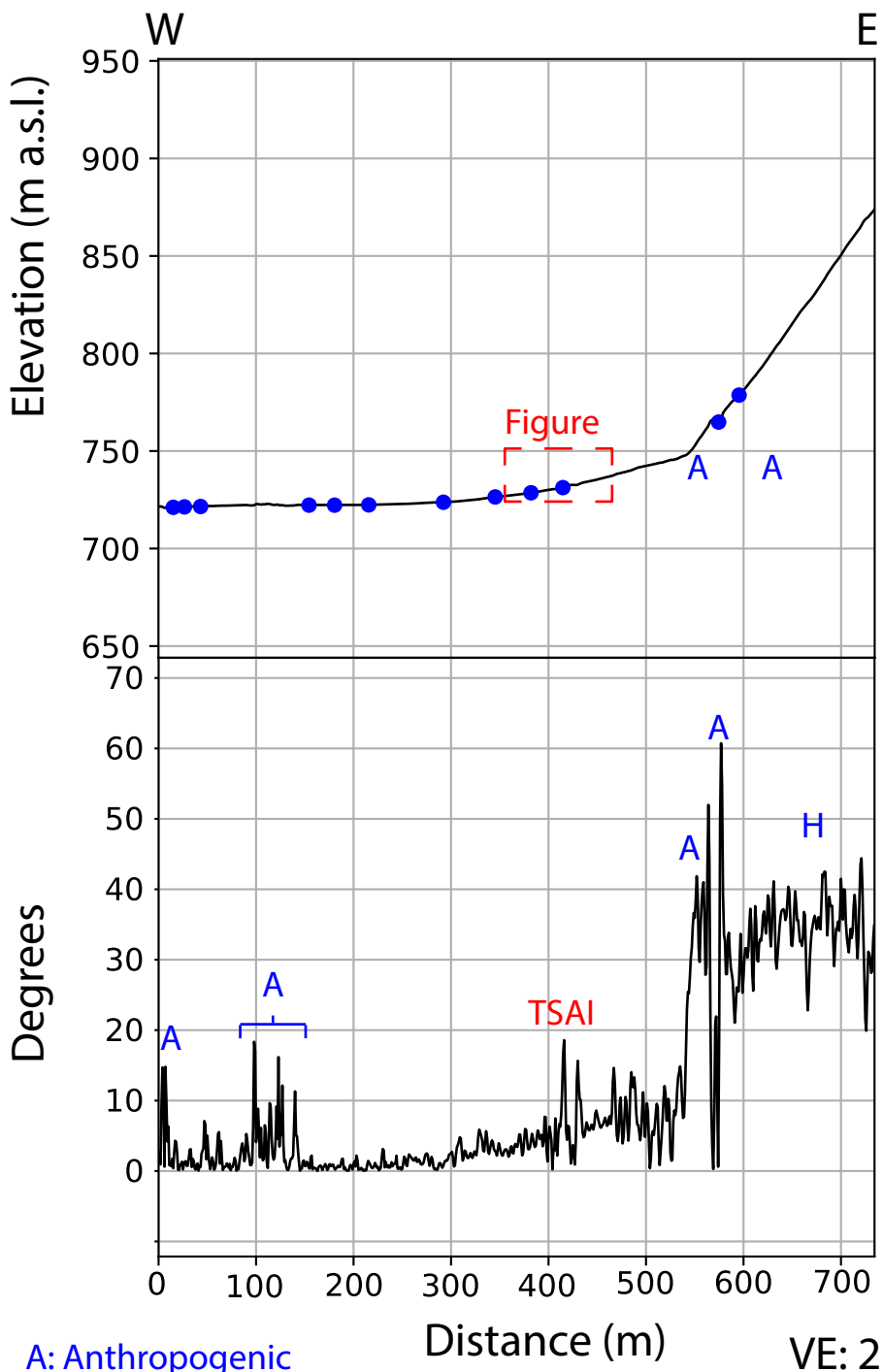
TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

P326



P327: South of Maipo river



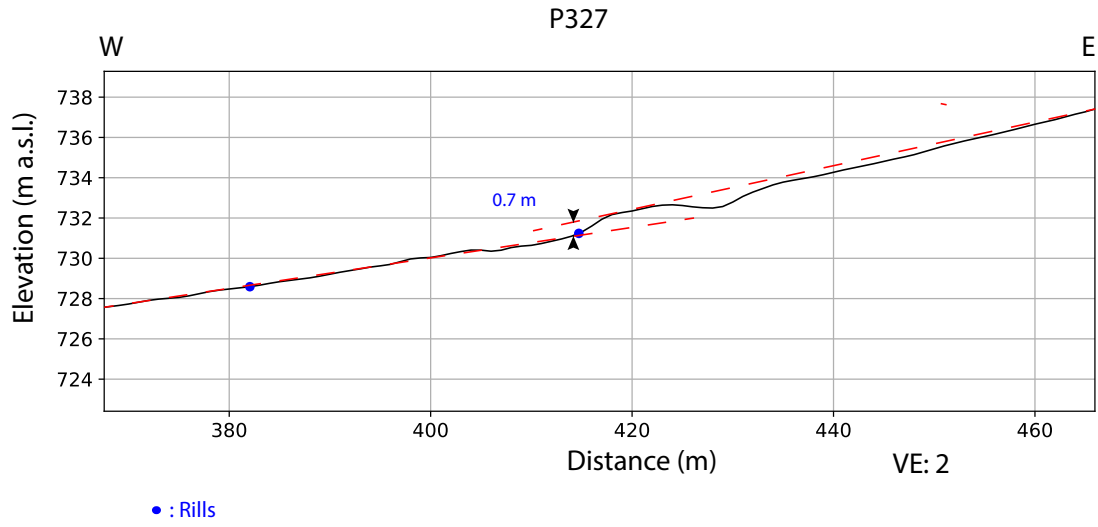
A: Anthropogenic

• : Rills

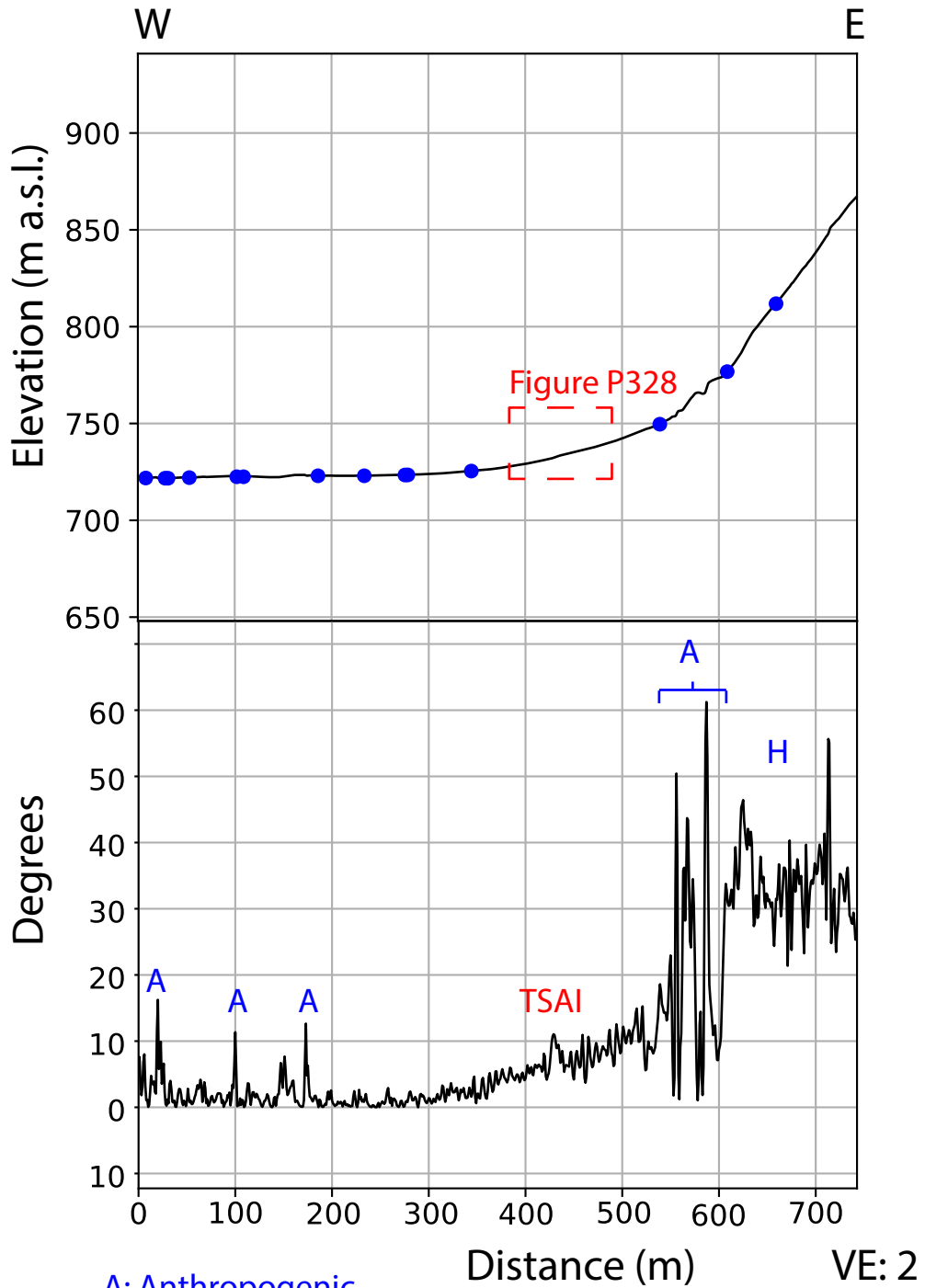
T_n: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill



P328: South of Maipo river



A: Anthropogenic

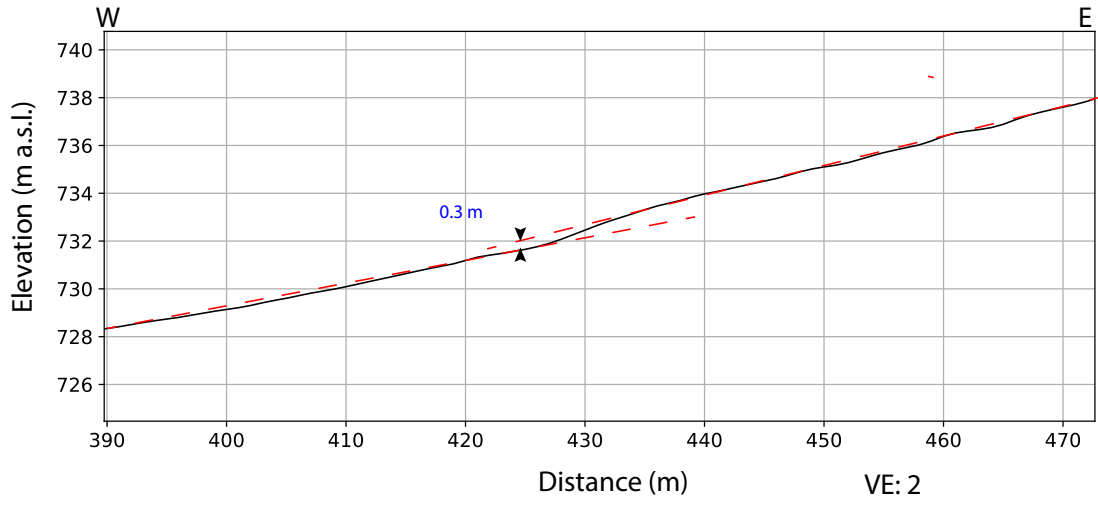
• : Rills

Tn: Terrace

TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

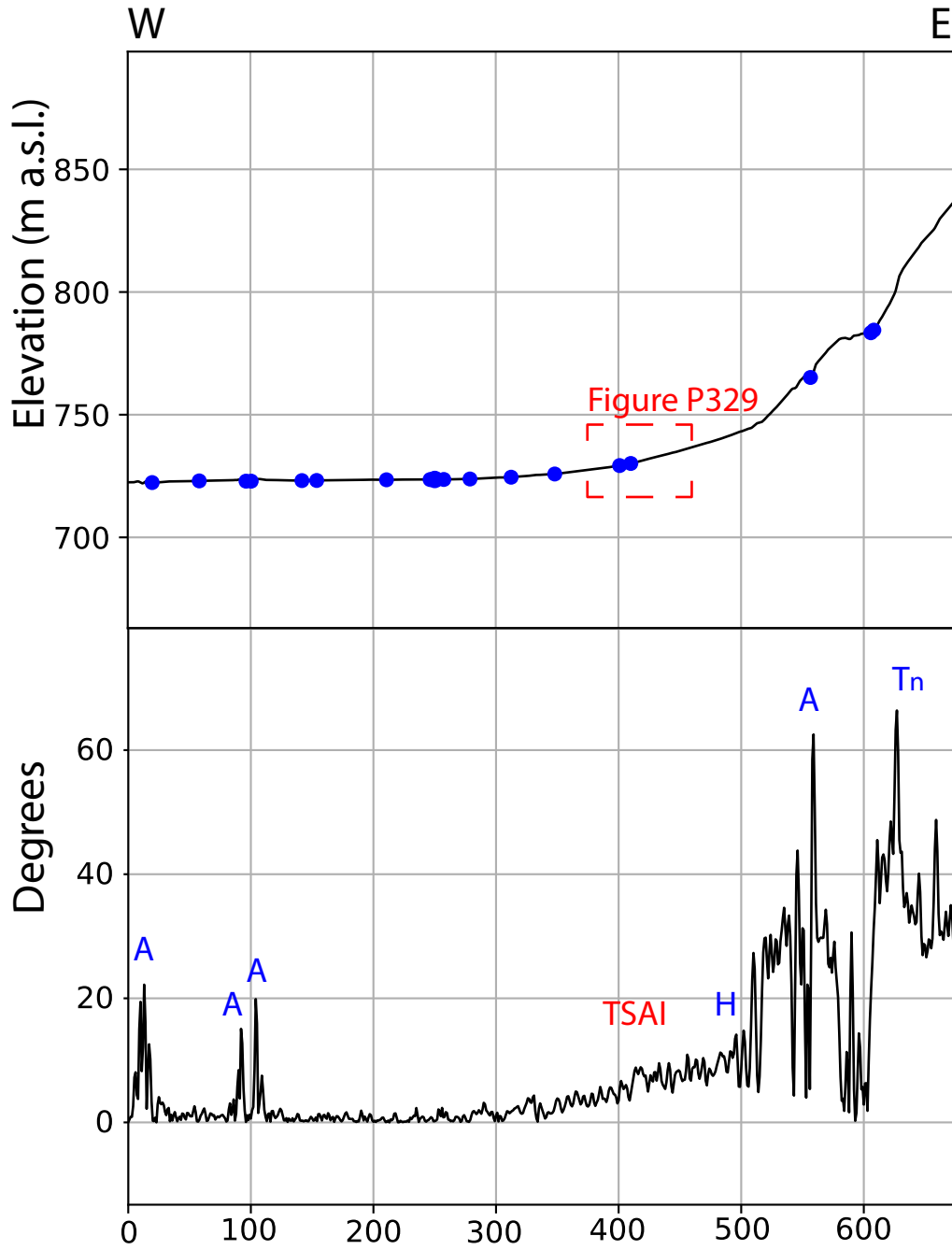
H: Hill

P328



• : Rills

P329: South of Maipo river



A: Anthropogenic

• : Rills

Tn: Terrace

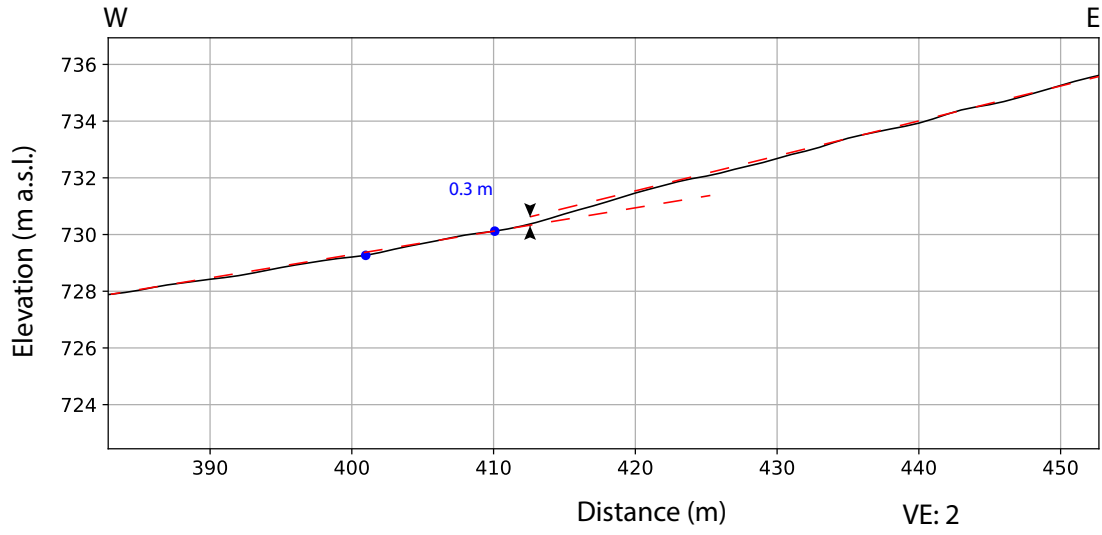
TSAI: Topographic Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

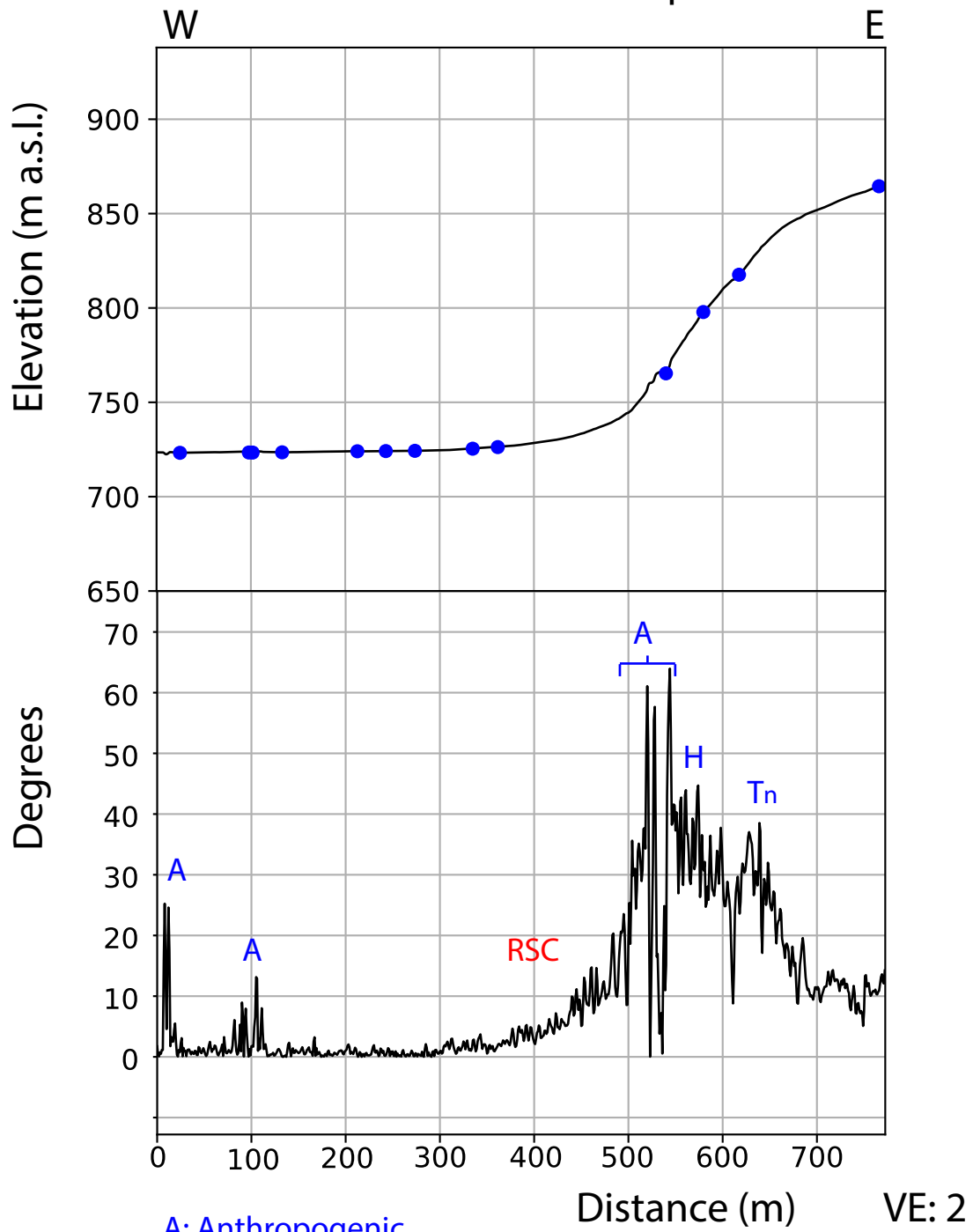
Distance (m)

VE: 2

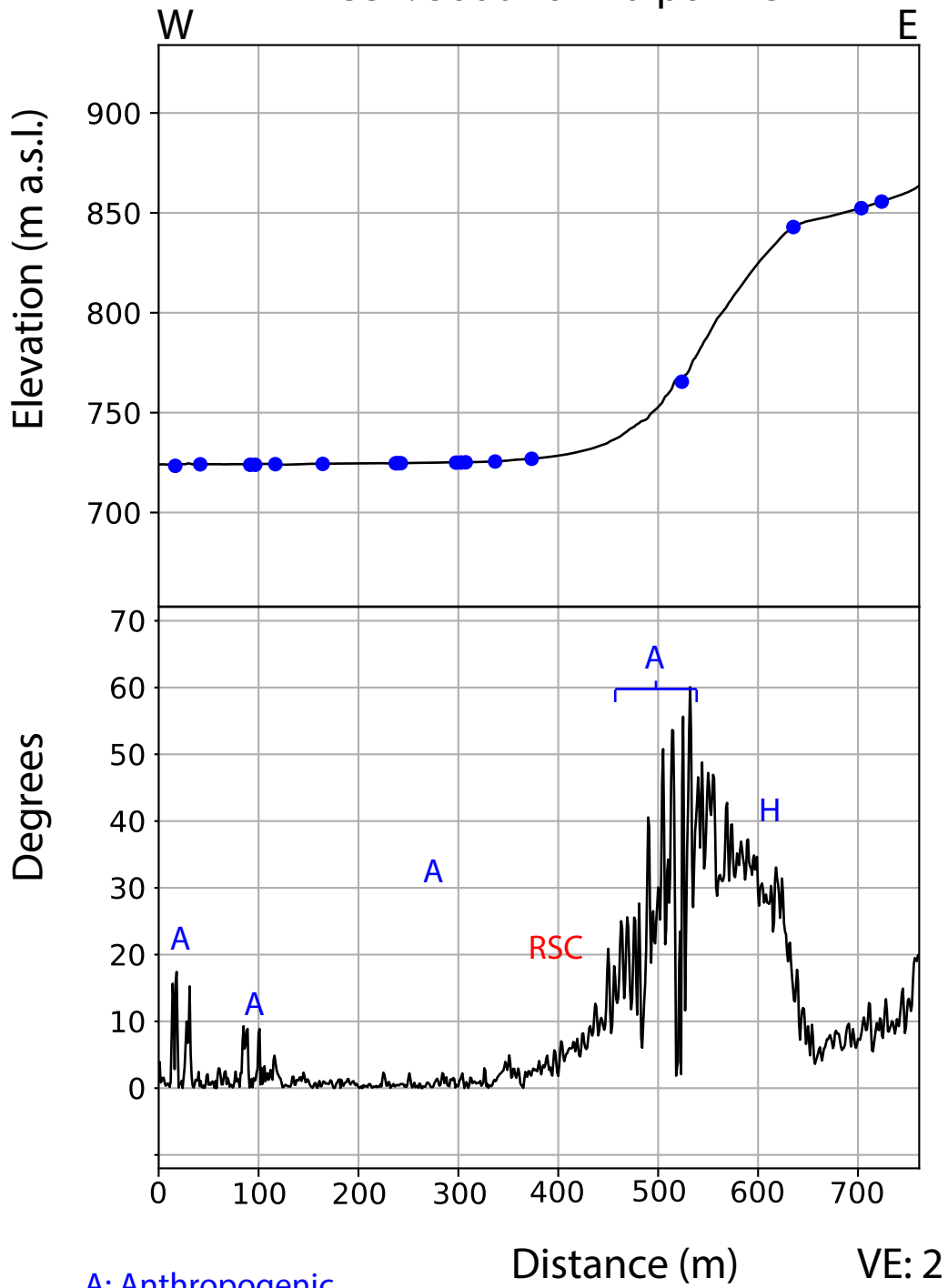
P329



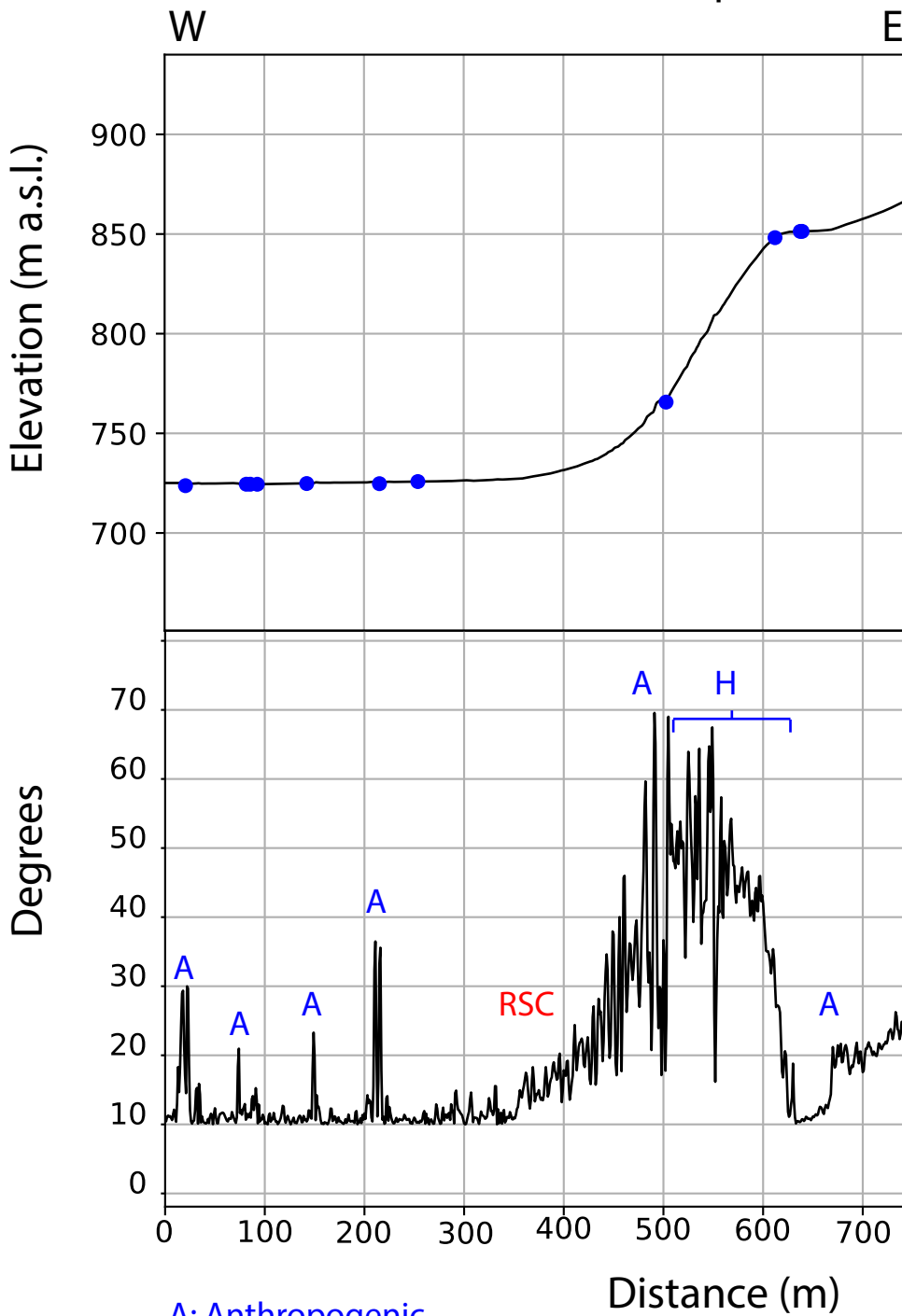
P330: South of Maipo river



P331: South of Maipo river



P332: South of Maipo river



A: Anthropogenic

• : Rills

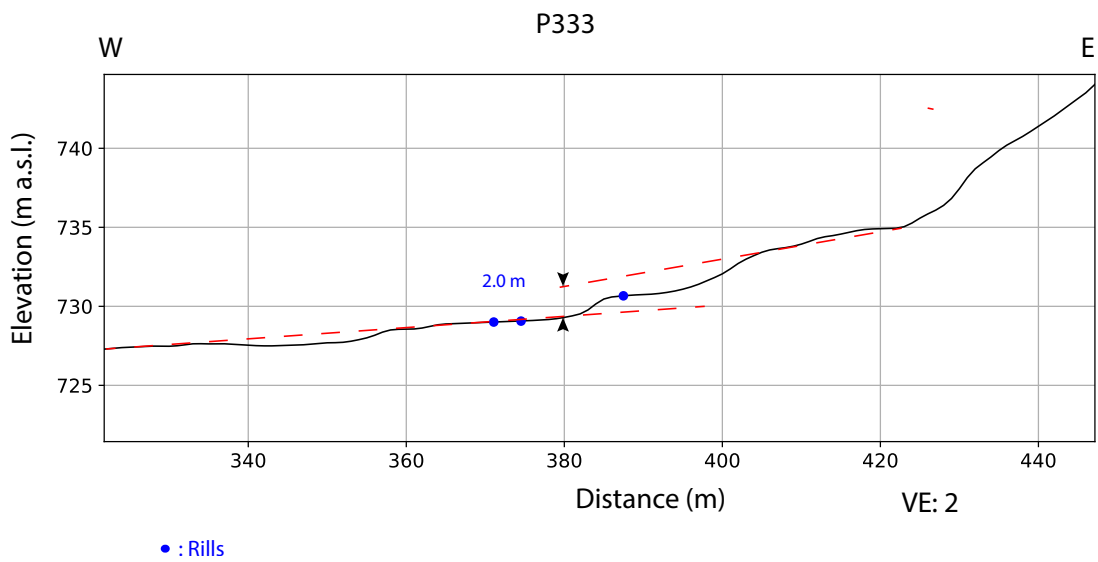
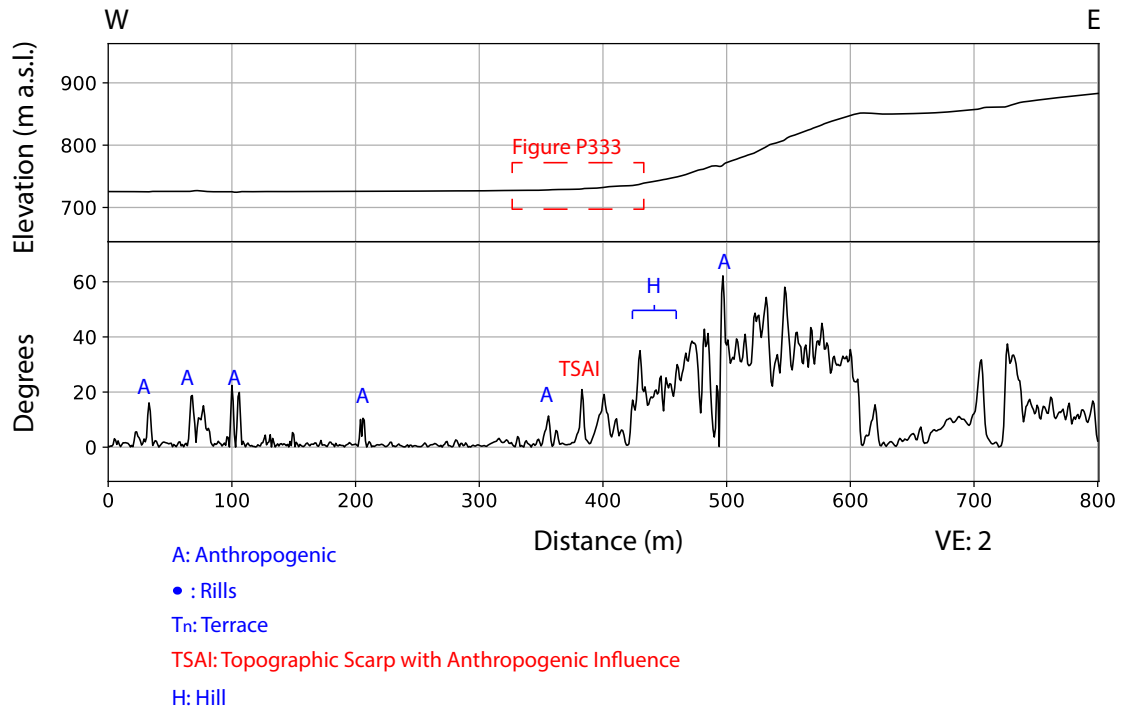
Tn: Terrace

RSC: Regional slope Change

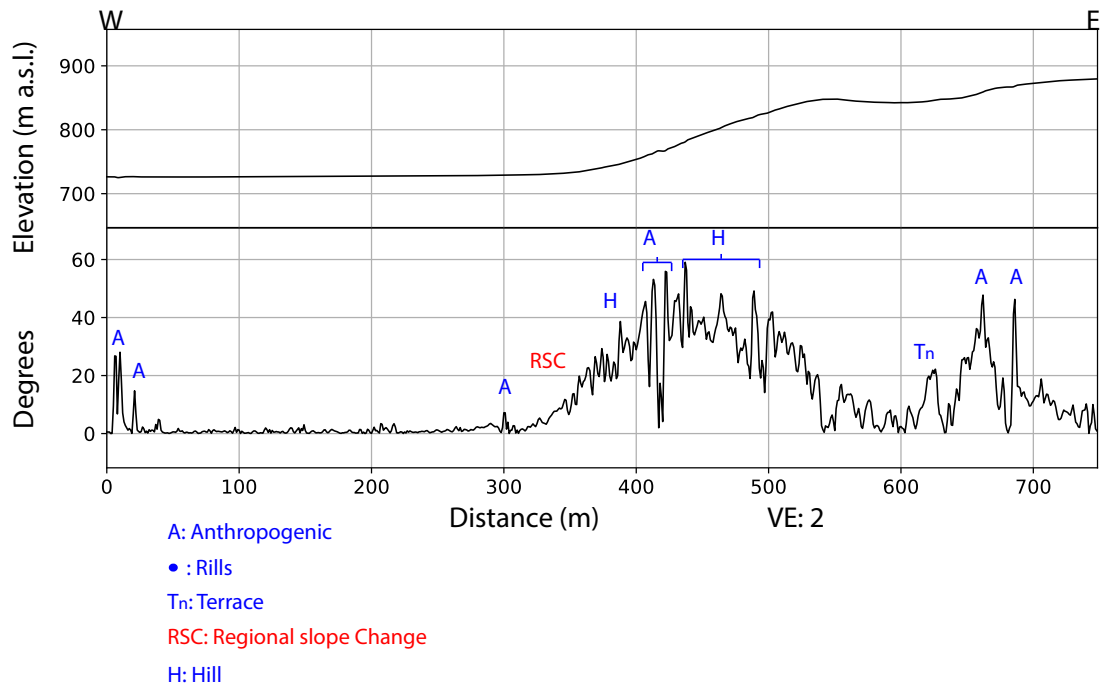
H: Hill

VE: 2

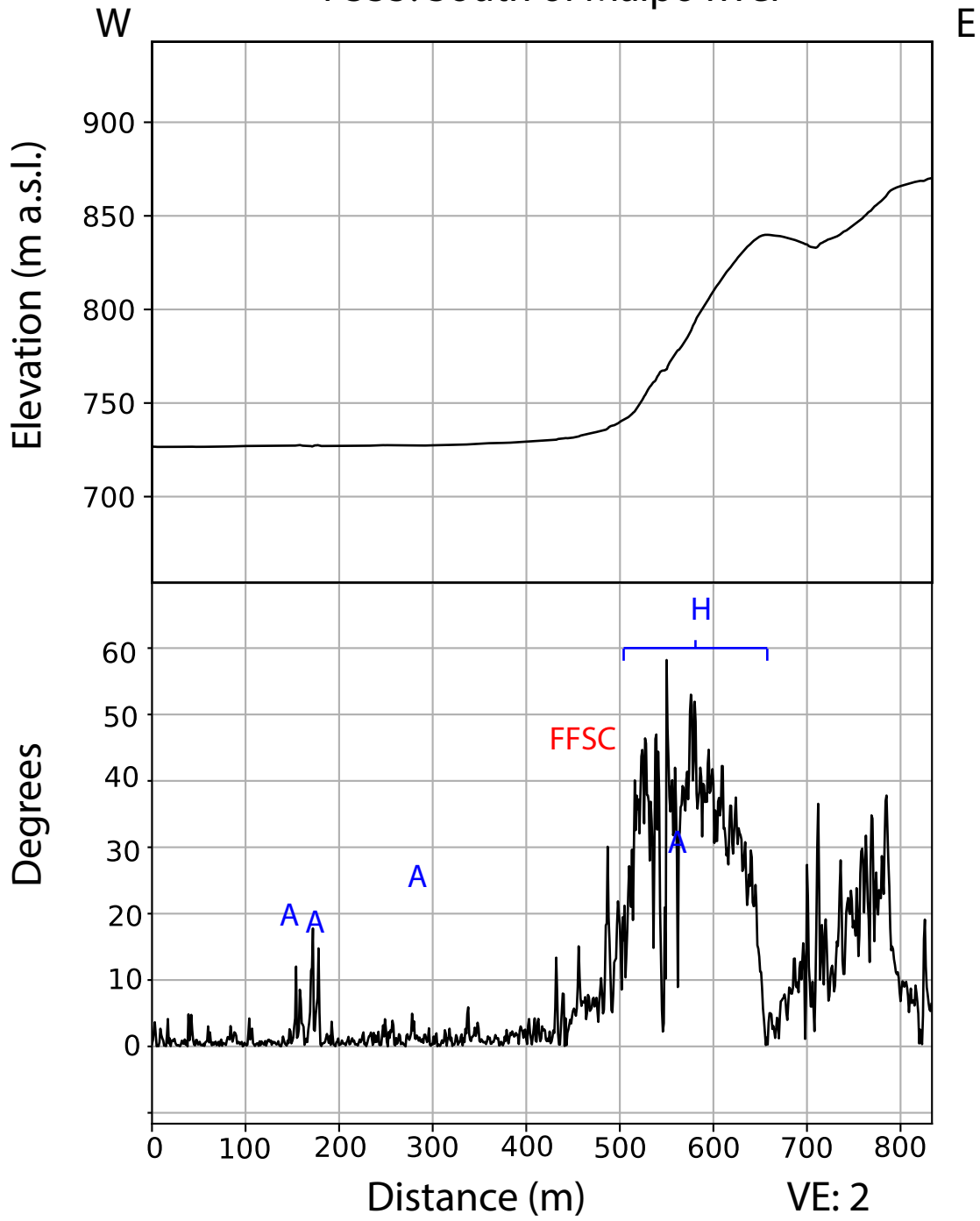
P333: South of Maipo river



P334: South of Maipo river



P335: South of Maipo river



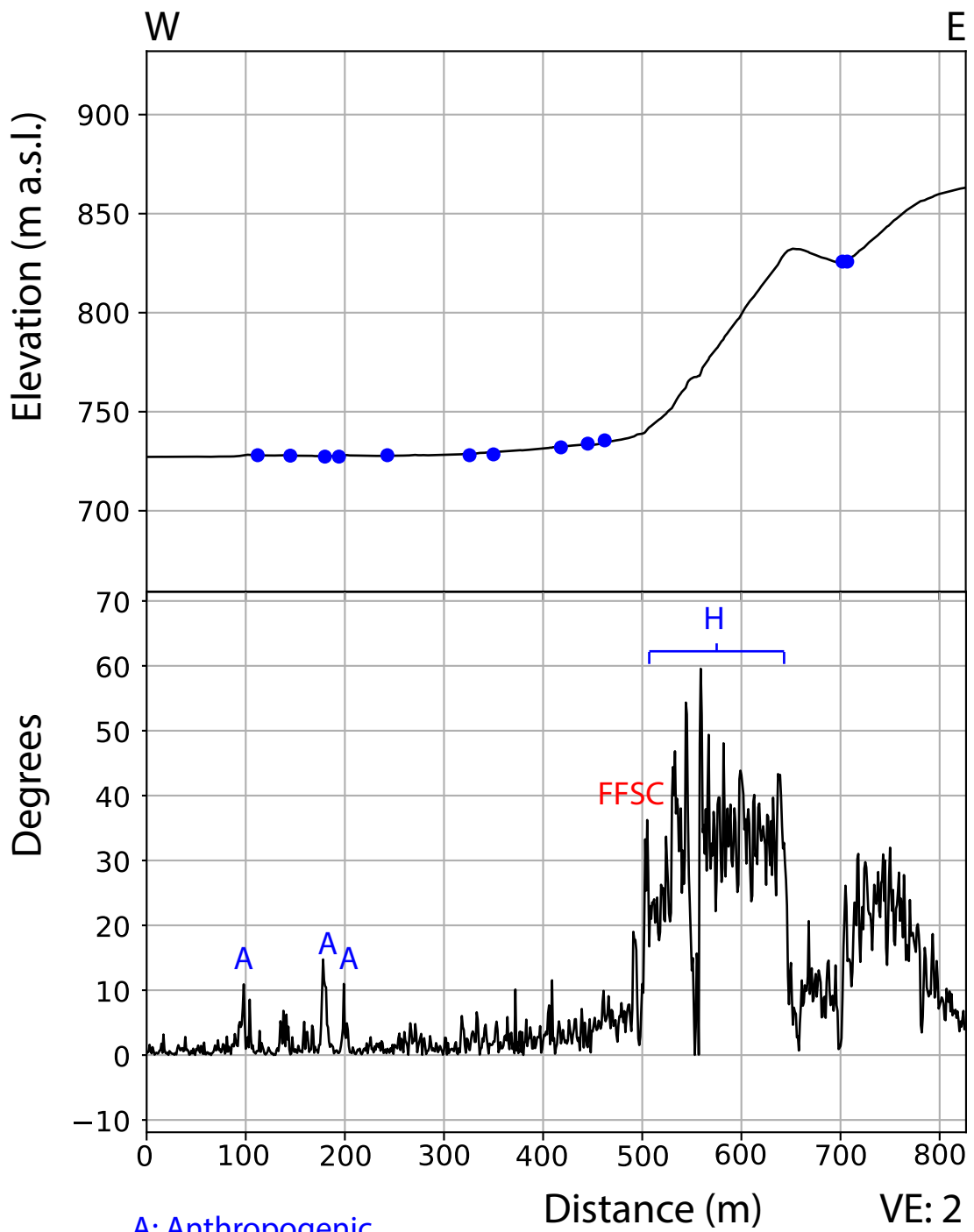
A: Anthropogenic

T_n: Terrace

FFSC: Far Field Slope Change

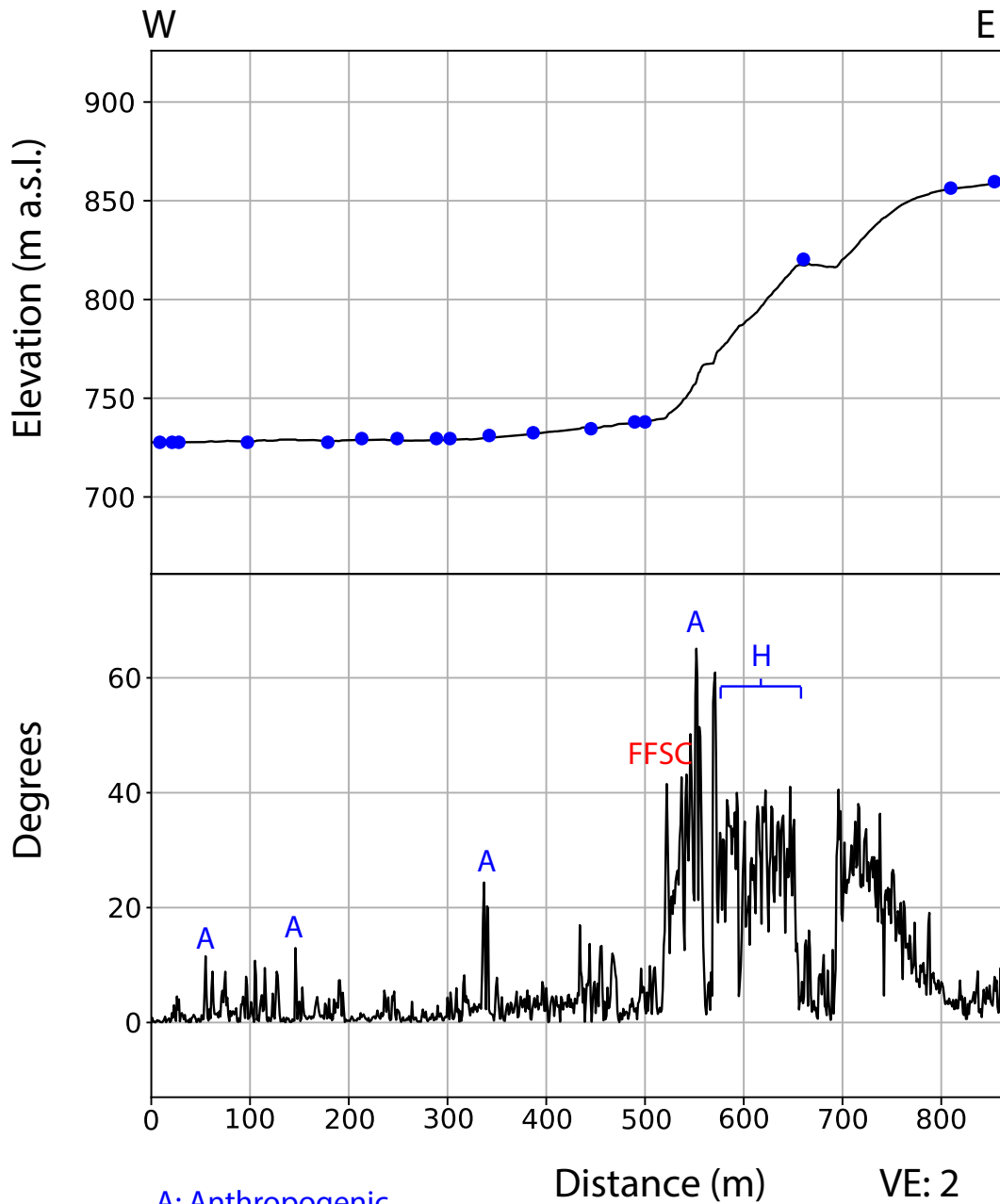
H: Hill

P336: South of Maipo river



- A: Anthropogenic
- : Rills
- T_n: Terrace
- FFSC: Far Field Slope Change
- H: Hill

P337: South of Maipo river



A: Anthropogenic

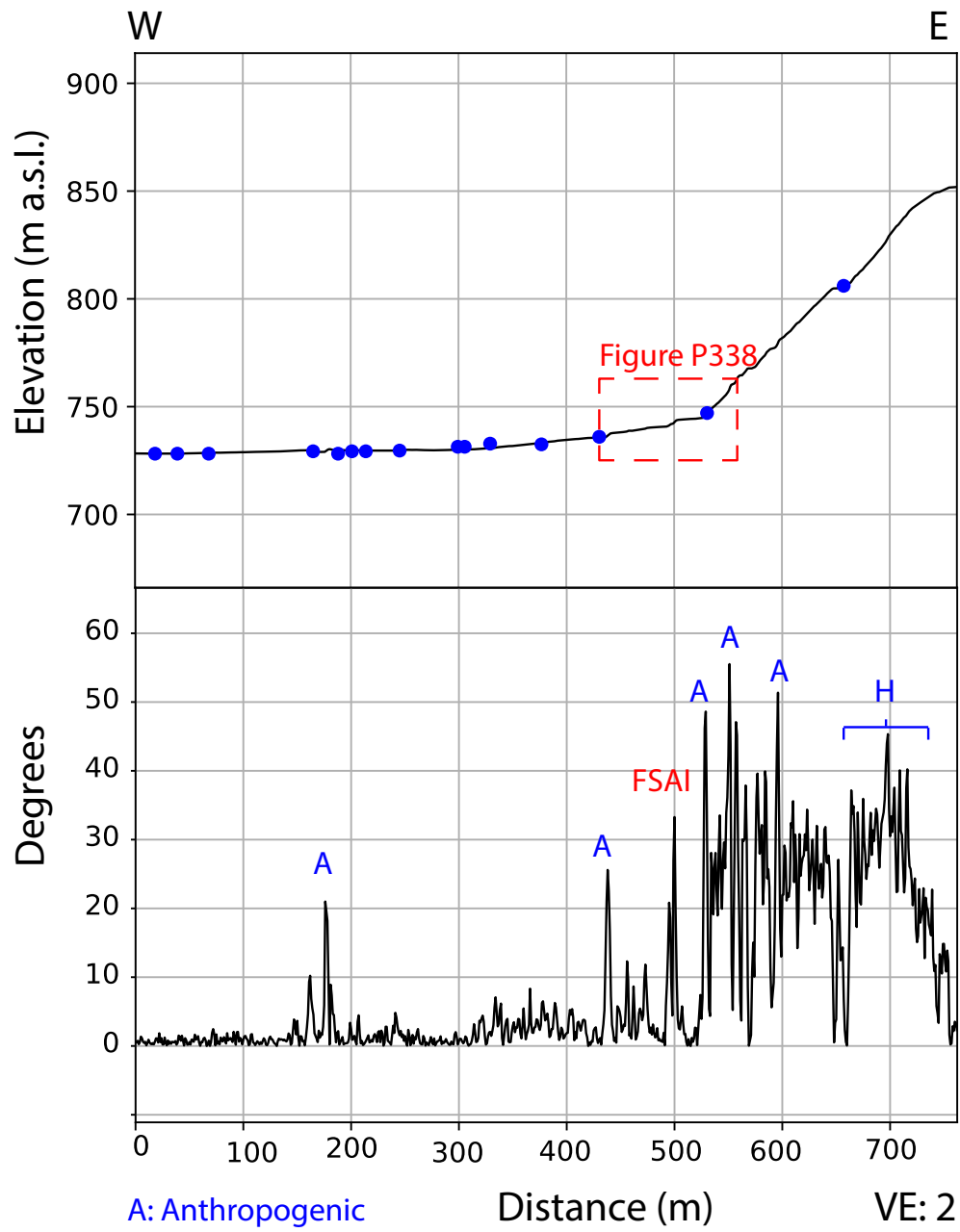
• : Rills

Tn: Terrace

FFSC: Far Field Slope Change.

H: Hill

P338: South of Maipo river



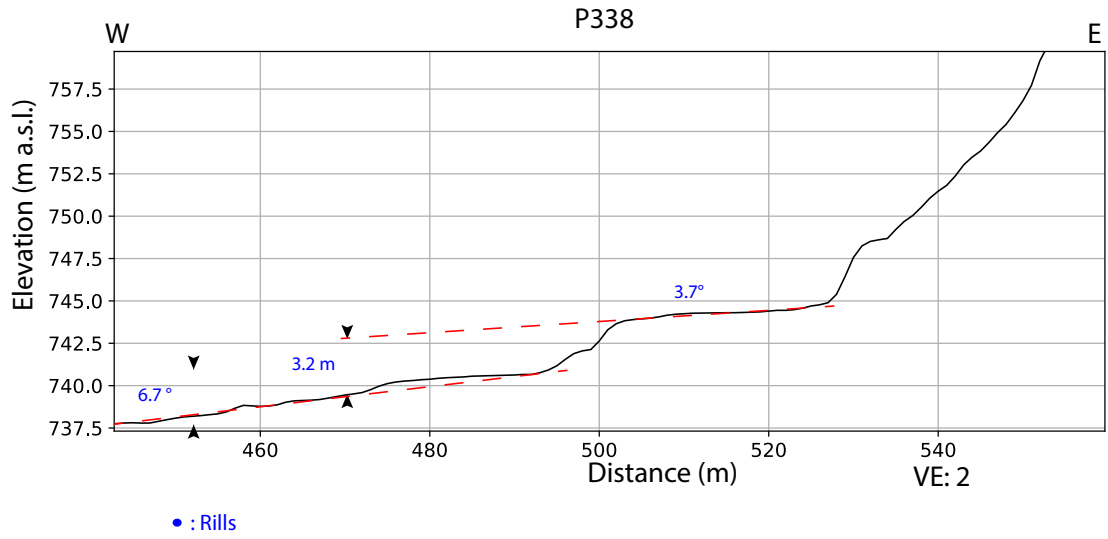
A: Anthropogenic

• : Rills

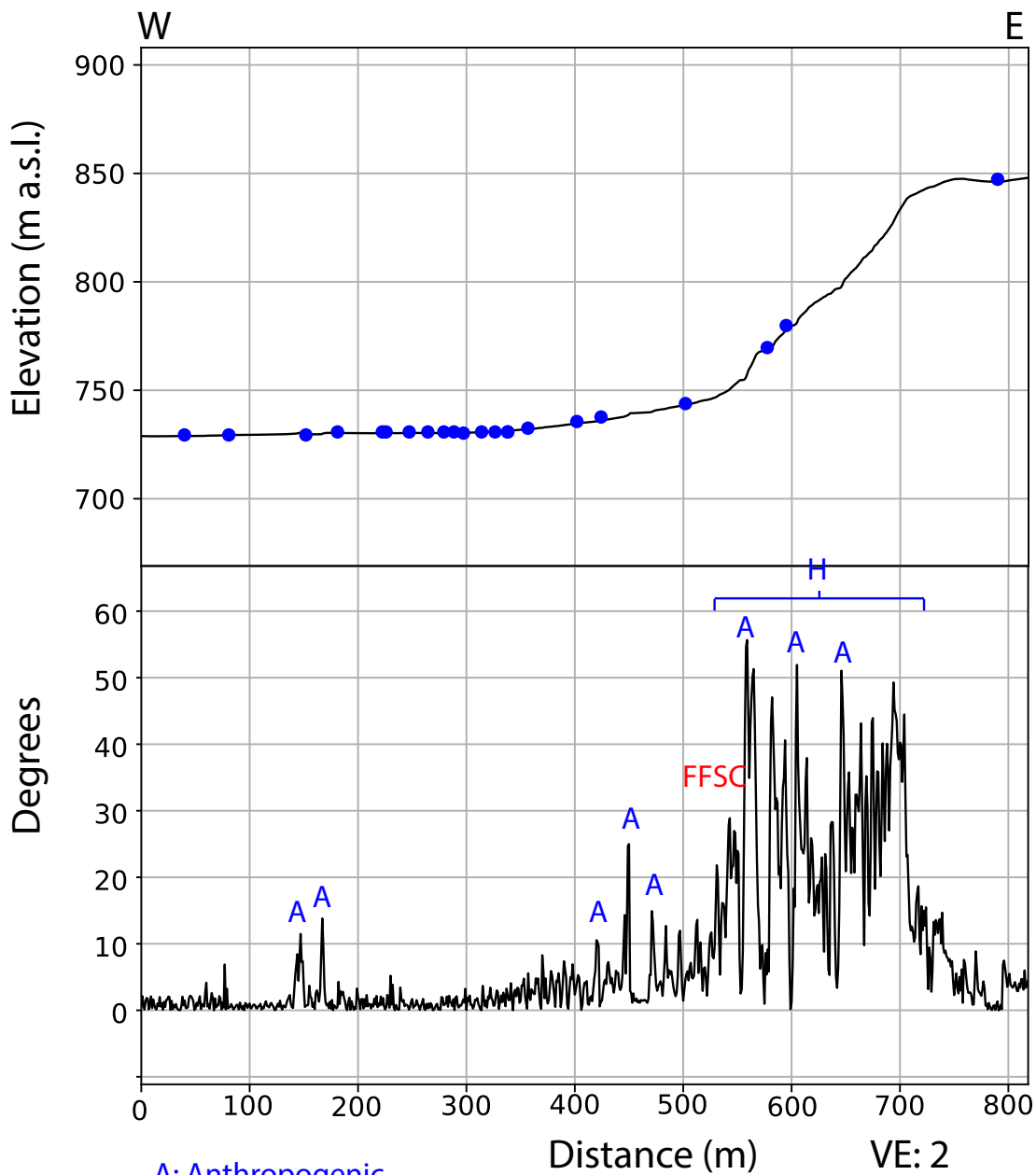
Tn: Terrace

TSAI: Fault Scarp with Anthropogenic Influence

H: Hill

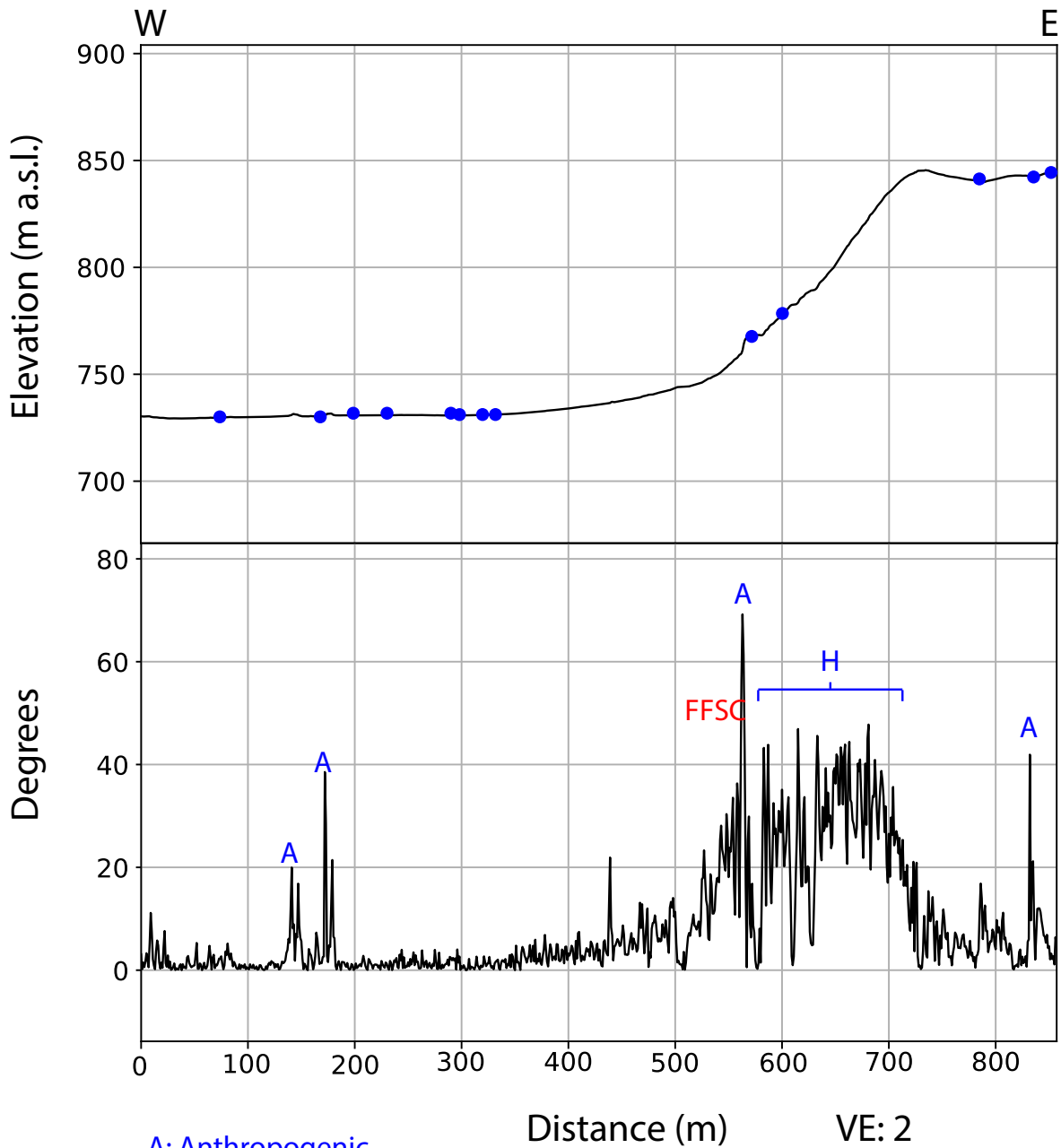


P339: South of Maipo river



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- FFSC: Far Field Slope Change
- H: Hill

P340: South of Maipo river



A: Anthropogenic

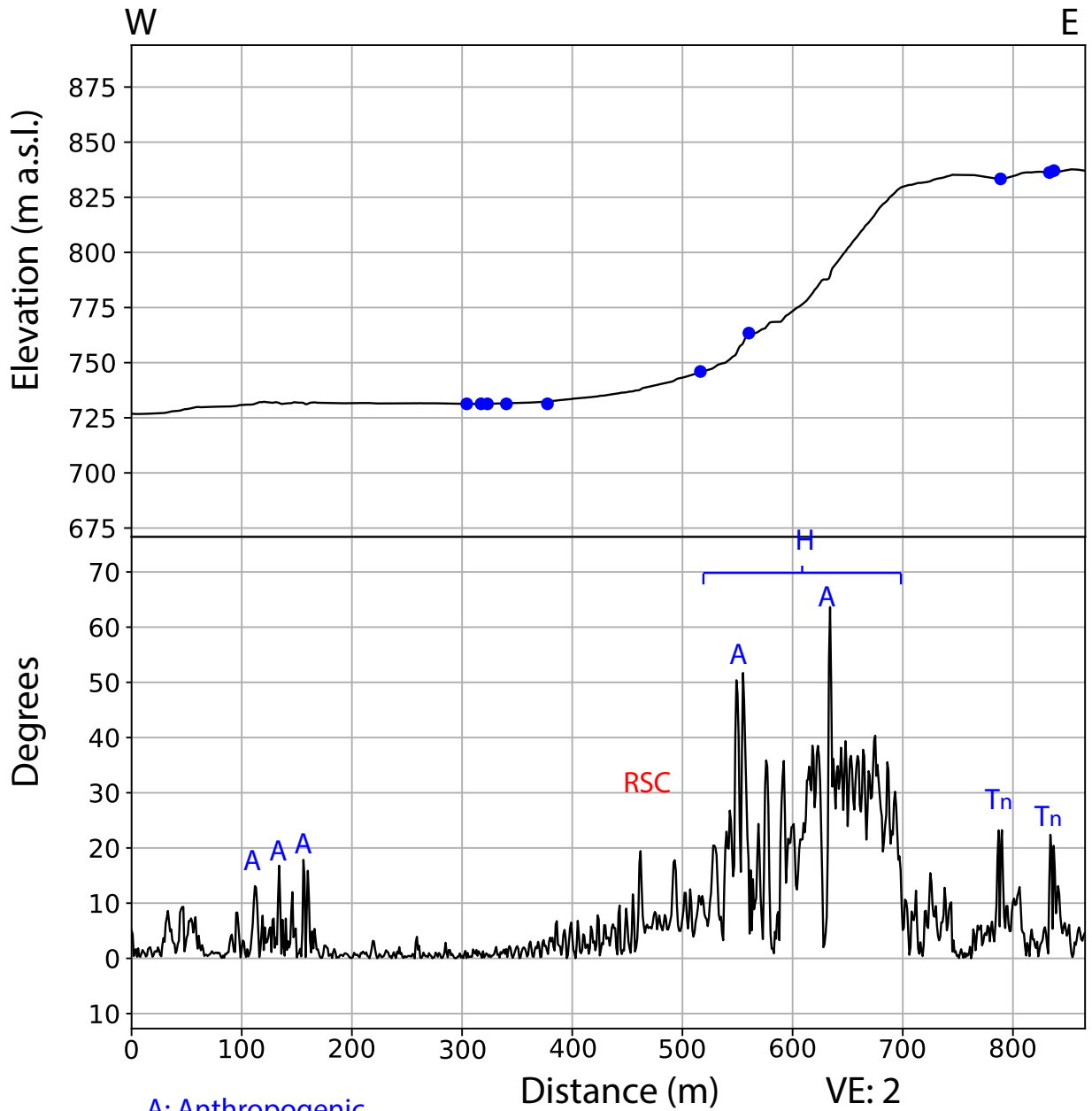
• : Rills

Tn: Terrace

FFSC: Far Field Slope Change

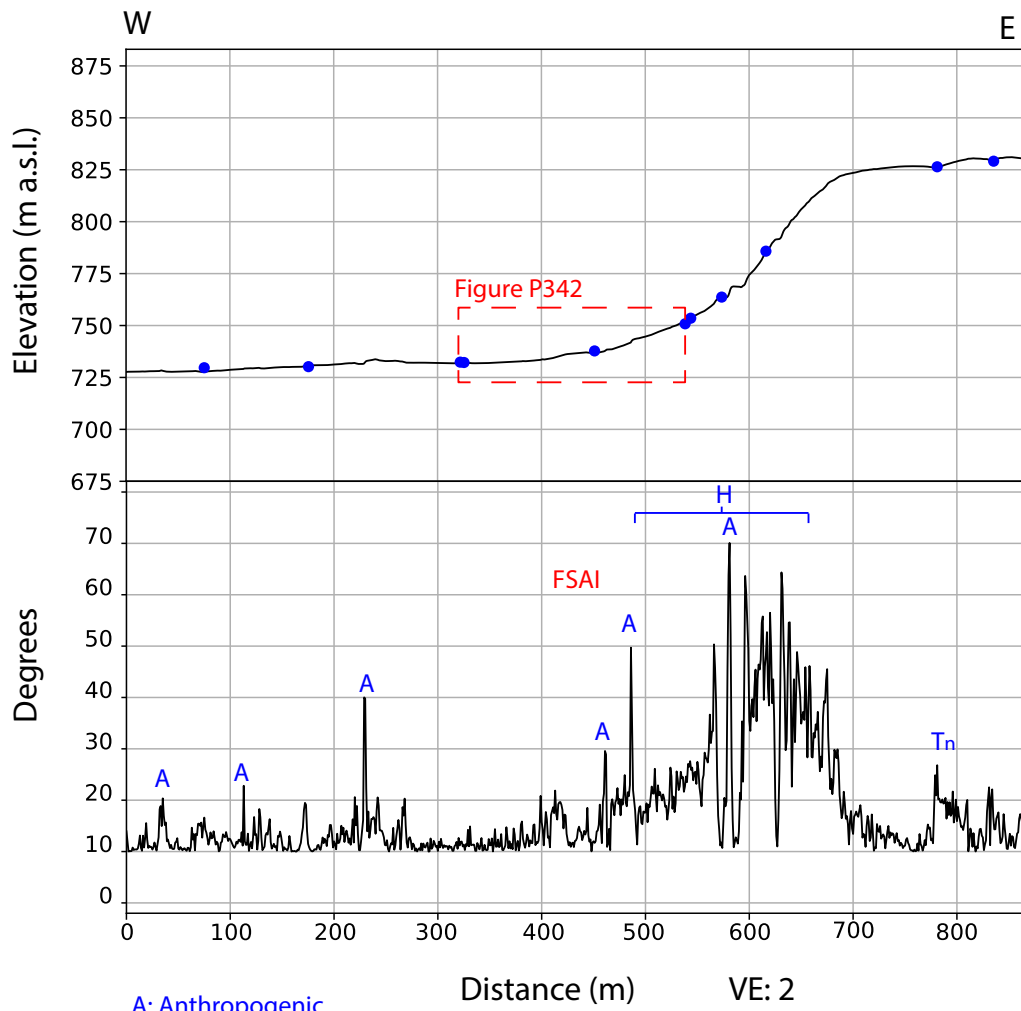
H: Hill

P341: South of Maipo river

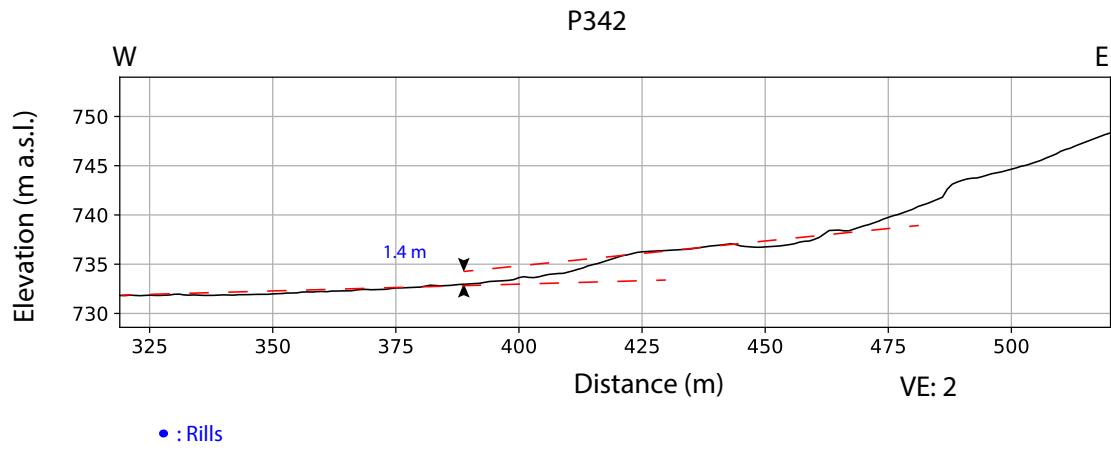


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

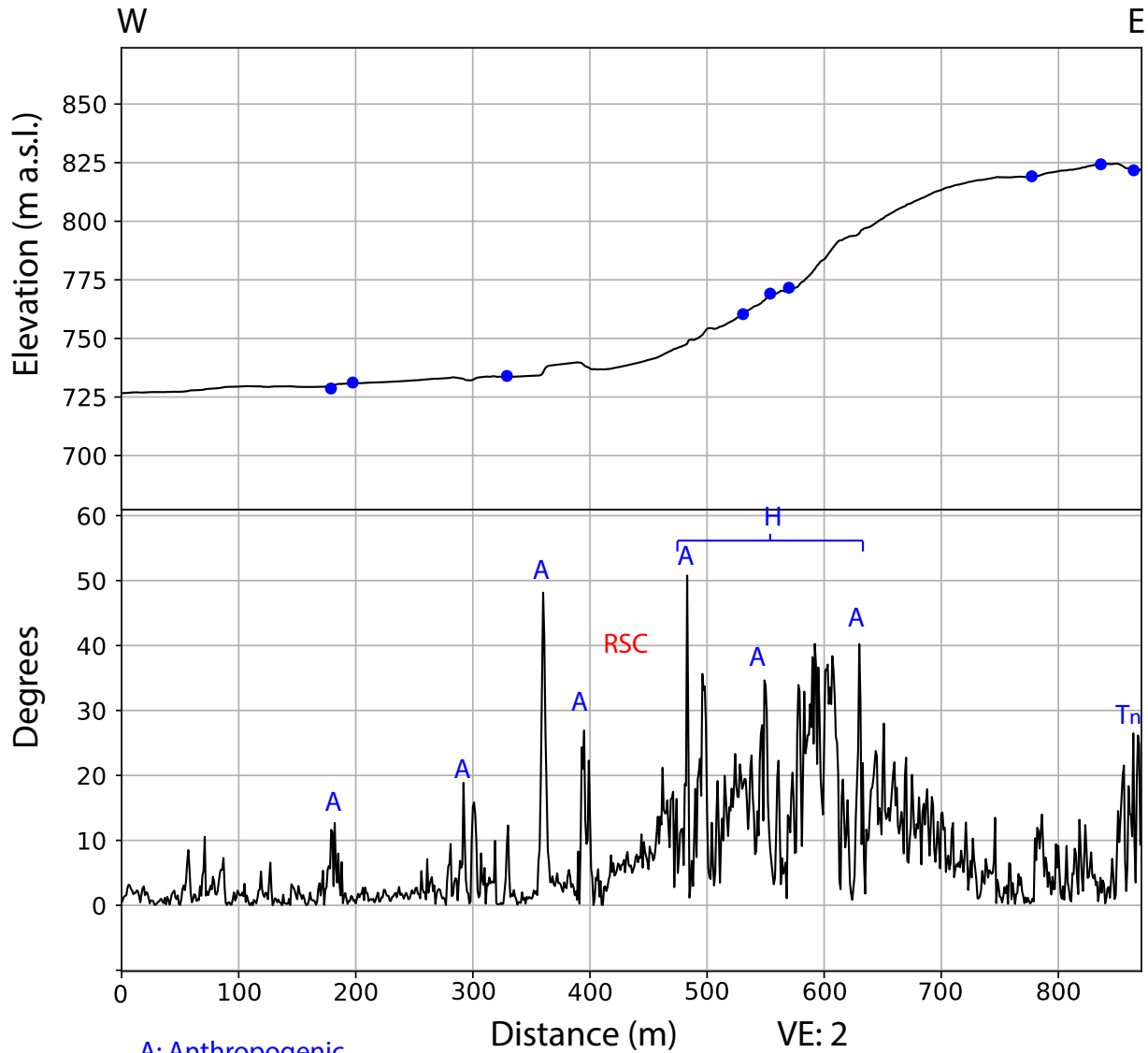
P342: South of Maipo river

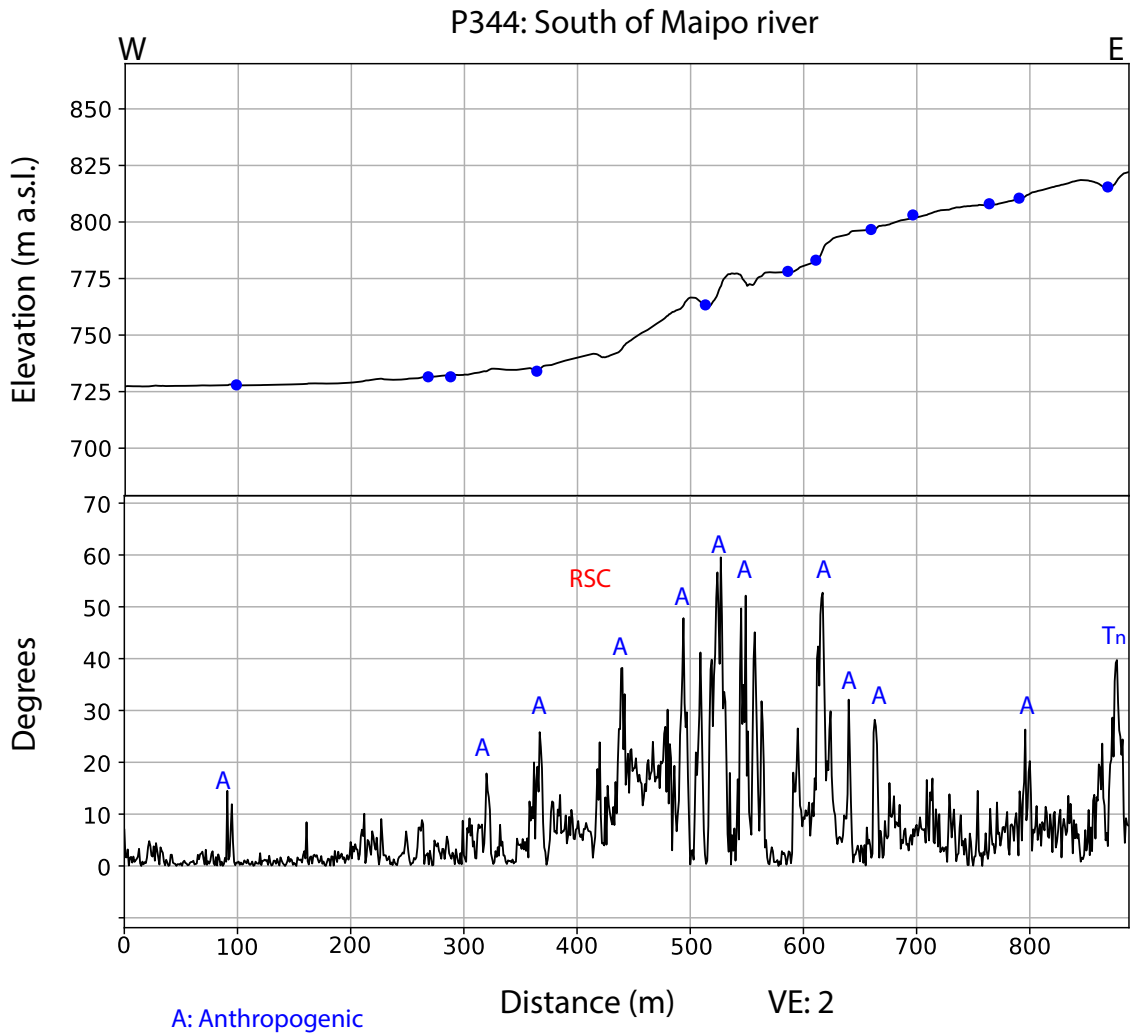


- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- FSAI: Fault Scarp with Anthropogenic Influence
- H: Hill



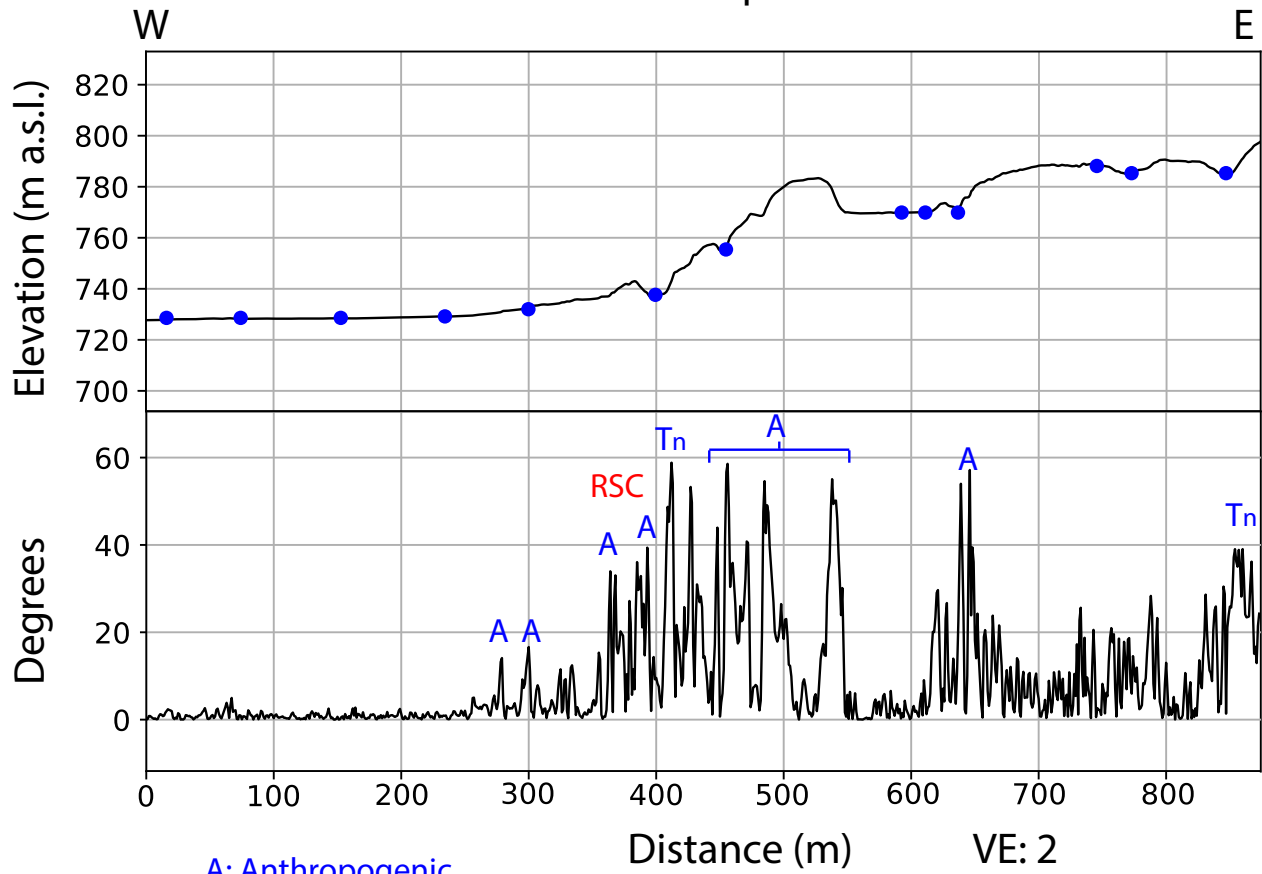
P343: South of Maipo river





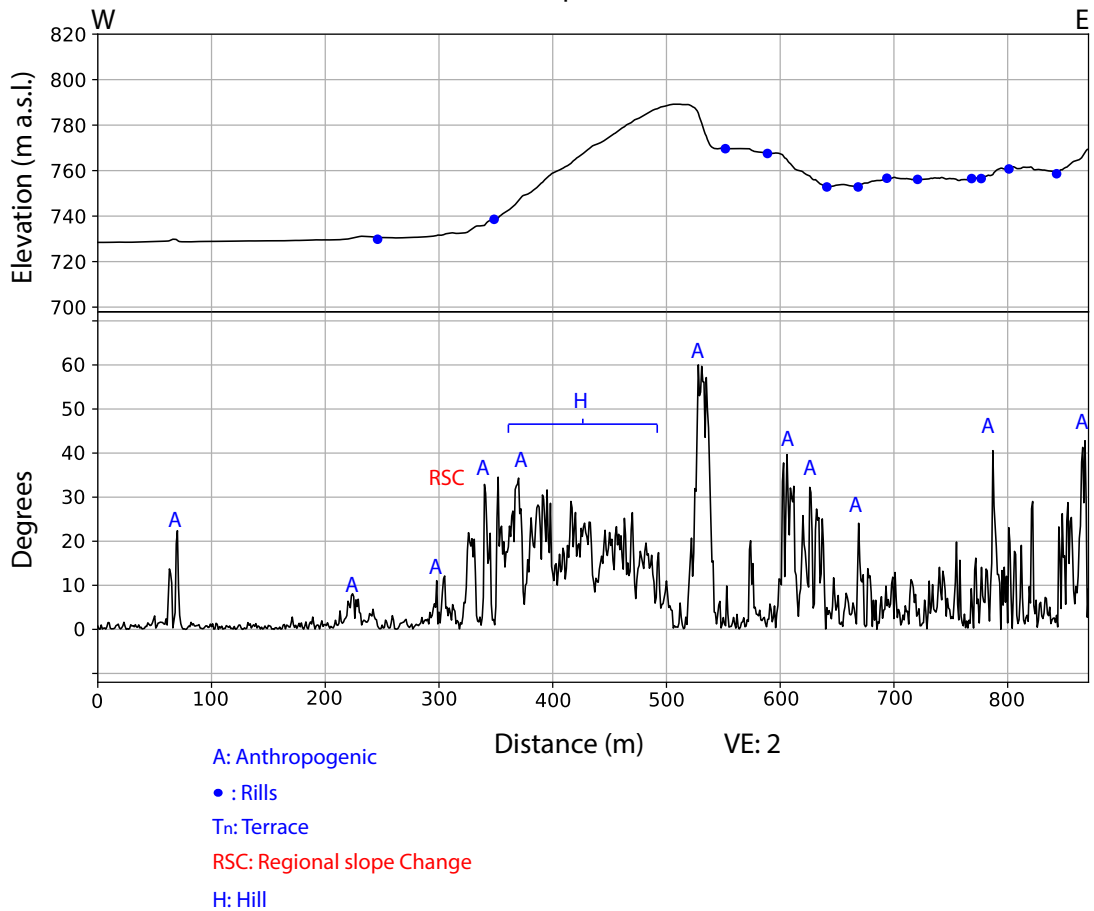
- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P345: South of Maipo river

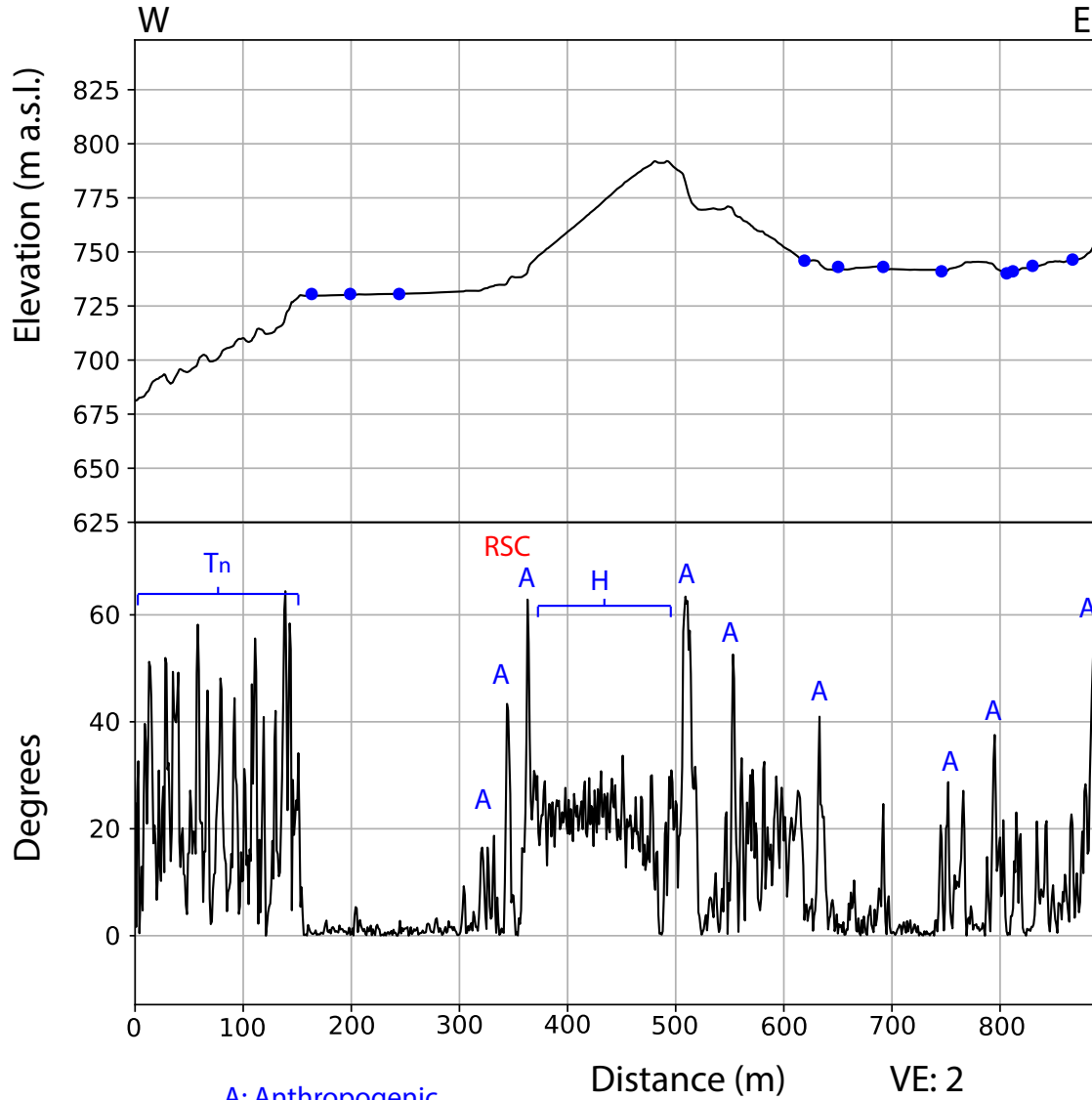


- A: Anthropogenic
- : Rills
- T_n: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P346: South of Maipo river

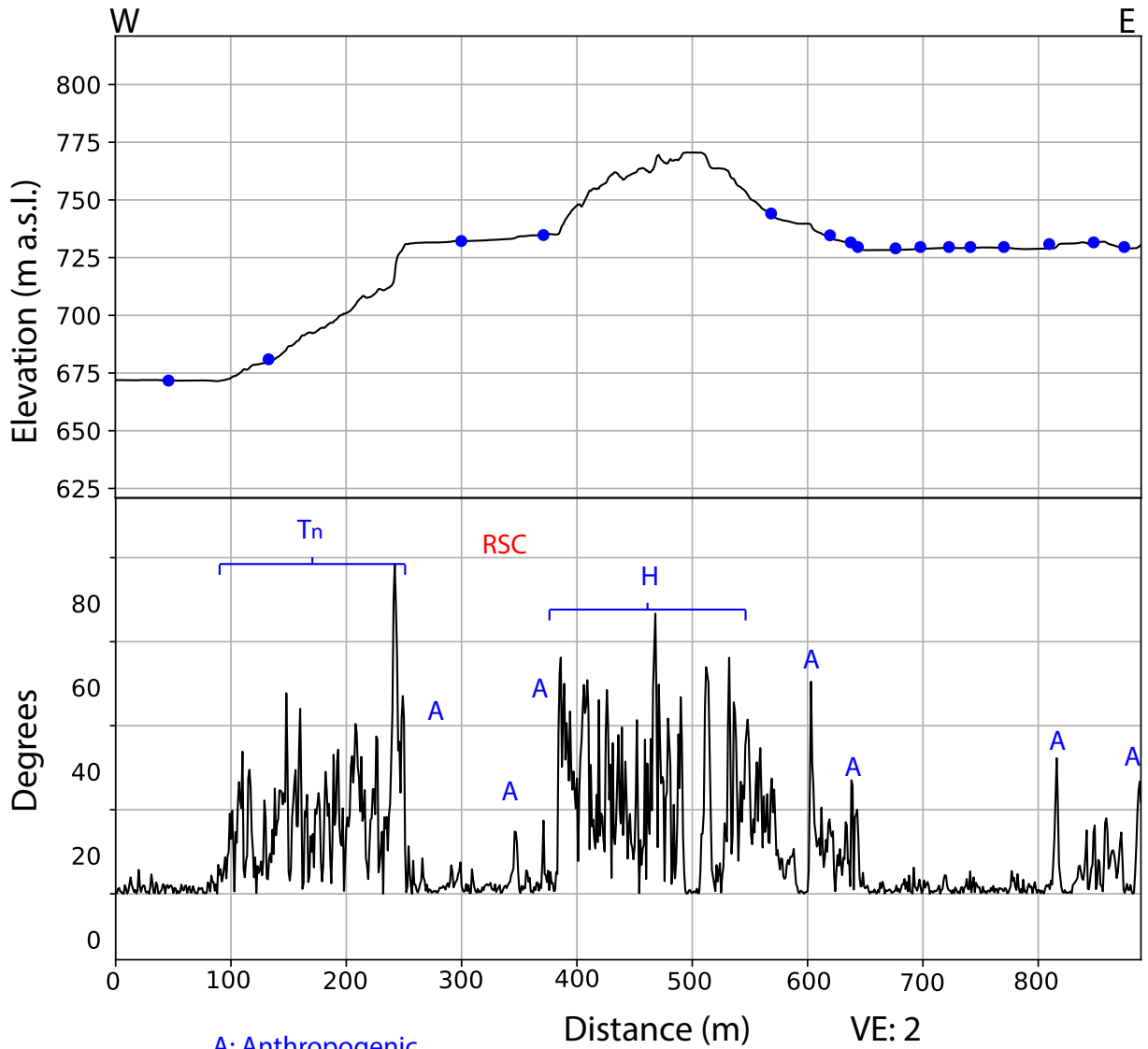


P347: South of Maipo river



- A: Anthropogenic
- : Rills
- Tn: Terrace
- RSC: Regional slope Change
- H: Hill

P348: South of Maipo river



A: Anthropogenic

• : Rills

T_n: Terrace

RSC: Regional slope Change

H: Hill